



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado

**Cálculo de transferencia de esfuerzos estáticos:
Aplicación a sismos de gran magnitud ($M_w \geq 8.0$)
ocurridos en la Región Central del Perú desde 1940 al
2007**

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con
mención en Geofísica

AUTOR

Nick Jhonatan MORENO MORENO

ASESOR

Juan Carlos VILLEGAS LANZA

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Moreno, N. (2019). *Cálculo de transferencia de esfuerzos estáticos: Aplicación a sismos de gran magnitud ($M_w \geq 8.0$) ocurridos en la Región Central del Perú desde 1940 al 2007*. Tesis para optar grado de Magister en Física con mención en Geofísica. Unidad de Posgrado, Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

Hoja de metadatos complementarios

Código ORCID del autor: <https://orcid.org/0000-0003-4060-1137>

Código ORCID del asesor (es):

Dr. Juan Carlos Villegas Lanza: <https://orcid.org/0000-0002-2772-1508>

Mg. Cesar Jiménez Tintaya: <https://orcid.org/0000-0002-3671-4748>

Grupo de investigación:

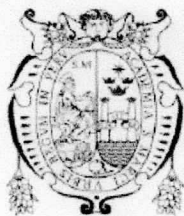
Instituto Geofísico del Perú. Unidad de Geodesia Espacial.

Institución que financia parcial o totalmente la investigación: Instituto Geofísico del Perú.

Ubicación geográfica donde se realizó: -12.069587, -76.966592

Año o rango de años que la investigación abarcó: Entre el 2016 y 2019

DNI: 44337297



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO
"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAGÍSTER EN FÍSICA CON MENCIÓN EN GEOFÍSICA

A los veintiséis días del mes de agosto de 2019, siendo las seis y treinta de la tarde, se reunió el Jurado Examinador, en el auditorio 304 de la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, presidido por el señor Mg. César Omar Jiménez Tintaya como presidente, y con la asistencia de los siguientes miembros del Jurado Examinador:

Mg. César Omar Jiménez Tintaya	(Presidente)
Mg. Daniel Olcese Huerta	(Miembro integrante)
Mg. Nabil Moggi Aburto	(Miembro integrante)
Mg. Juan Carlos Gomez Avalos	(Miembro integrante)
Dr. Juan Carlos Villegas Lanza	(Asesor)

Para la sustentación oral y pública del trabajo de Tesis para optar el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica, del Bachiller **Nick Jhonatan Moreno Moreno** con matrícula N° 13137005.

Después de darse lectura al expediente de Grado en el que consta haberse cumplido con todas las disposiciones reglamentarias, los señores Miembros del Jurado Examinador, atendieron a la exposición de la Tesis titulada:

"Cálculo de transferencia de esfuerzos estáticos: Aplicación a sismos de gran magnitud ($M_w \geq 8.0$) ocurridos en la región central del Perú desde 1940 al 2007"

Y formuladas las preguntas, éstas fueron absueltas por el graduando.

Acto seguido, en privado, el Jurado Examinador procedió a la calificación. El Presidente determinó el promedio de la calificación, obteniendo como resultado de:

Muy bueno.. (17) Diecisiete

A continuación el Presidente del Jurado Examinador recomienda que la Facultad de Ciencias Físicas proponga que se le otorgue el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica al bachiller **Nick Jhonatan Moreno Moreno**.

Siendo las20:30....., se levantó la sesión; recibiendo el graduando las felicitaciones de los señores Miembros del Jurado Examinador y público asistente.

Los Miembros del Jurado Examinador suscriben el Acta de sustentación de tesis en Lima, a los veintiséis días del mes de agosto de 2019.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO

"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

Lima, 26 de agosto de 2019

... Acta de sustentación de Tesis del Bach. Nick Jhonatan Moreno Moreno....

Mg. César Omar Jiménez Tintaya
Presidente

Mg. Daniel Olcese Huerta
Miembro integrante

Mg. Nabil Moggiano Aburto
Miembro integrante

Mg. Juan Carlos Gomez Avalos
integrante

Dr. Juan Carlos Villegas Lanza
Asesor

*A la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos y al
Instituto Geofísico del Perú, por la formación que me han dado.
Es gracias a ustedes que es posible el presente trabajo.
En verdad, gracias.*

Reconocimientos

Al Dios Todopoderoso de quien proviene todo conocimiento y ciencias, a mi familia por sus oraciones y apoyo en todo ámbito, a mis colegas de carrera por sus consejos y amistad que han sido de mucha ayuda. Agradezco la asesoría del Profesor Mag. Cesar Jiménez Tintaya de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), por sus consejos y formación profesional desde el pregrado los cuales me han sido de mucha ayuda para el desarrollo de la presente tesis. Así mismo, agradezco la asesoría del Dr. Juan Carlos Villegas Lanza por aceptarme en las instalaciones del Instituto Geofísico del Perú (IGP), específicamente en el área de Geodesia Espacial, por su asesoría y tiempo dedicado a enseñarme las herramientas necesarias para la investigación y redacción de la presente tesis, al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por las facilidades de sus instalaciones y acogerme durante mi estancia en la misma.

Este trabajo fue financiado por el CONCYTEC-FONDECYT en el marco de la convocatoria “Proyecto de Investigación Básica 2015-1” [número de contrato 100-2015].

Dedico este versículo bíblico a toda persona que lea mi trabajo de tesis: Esfuérzate, y esforcémonos por nuestro pueblo, y por las ciudades de nuestro Dios; y haga Jehová lo que bien le pareciere (2 Samuel 10:12).

Declaración de autenticidad

Por la presente declaro que, salvo cuando se haga referencia específica al trabajo de otras personas, el contenido de esta tesis es original y no se ha presentado total o parcialmente para su consideración para cualquier otro título o grado en esta o cualquier otra Universidad. Esta tesis es resultado de mi propio trabajo y no incluye nada que sea el resultado de algún trabajo realizado en colaboración, salvo que se indique específicamente en el texto.

Lic. Nick Jhonatan Moreno Moreno. Lima, Perú, 2019

Resumen

Durante los 273 años posteriores al gran sismo de 1746 (8.8 Mw) ocurrido en la zona de subducción de la Región Central del Perú (área comprendida entre la Fractura de Mendaña y la Dorsal de Nazca) ocurrieron 4 sismos (1940, 1966, 1974 y 2007) de magnitud igual o mayor a 8.0 Mw. Asimismo, durante este periodo ocurrieron dos eventos sísmicos de magnitud importante cerca a la Fractura de Mendaña y a la Dorsal de Nazca que podrían estar relacionados con estos 4 eventos, los cuales son el sismo intraplaca de 1970 (8.0 Mw) cuyo hipocentro fue en la placa litosférica oceánica (placa de Nazca) y el sismo interplaca de 1996 (7.7 Mw) respectivamente. Es por ello que surge la pregunta si estos 6 eventos de gran magnitud han contribuido en la relajación y transferencia de esfuerzos en la zona de subducción de la Región Central del Perú donde se espera hasta la fecha un sismo de magnitud alrededor de 8.5 Mw (Villegas-Lanza et al., 2016; Chlieh et al., 2011; Jiménez et al., 2016).

Ante la pregunta generada, se abordó la solución utilizando el software Coulomb 3.3 propuesto por Toda et al., (2011). Este software contribuyó en el estudio de la transferencia y cambios de esfuerzos ocasionados por estos 6 sismos en mención, a fin de determinar el impacto de la transferencia de esfuerzos ocasionada por la secuencia de sismos y su implicancia en la peligrosidad sísmica en la región de estudio. Para la validación de los resultados se utilizó las réplicas de cada evento sísmico a fin de observar la mayor concentración de réplicas con el incremento de esfuerzos, esto se logró observar a través del cartografiado de los patrones lobulares de esfuerzos para verificar las zonas de activación de la sismicidad o las zonas de sombra de esfuerzos según lo propuesto por Stein (1999), asimismo, el mapa de isosistas propuesto por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) para observar la distribución espacial de los esfuerzos con las intensidades macro-sísmicas en la escala de Mercalli Modificada en todo el litoral costero central del Perú a fin de verificar lo propuesto por Jiménez (2015) y Villegas-Lanza et al. (2016) para el sismo de 1746.

Los resultados obtenidos muestran a la actualidad en una relajación de esfuerzos hacia el continente y un incremento de esfuerzos que son validados con los patrones de deslizamiento y réplicas recopiladas. El riesgo de un futuro evento sísmico de las mismas características analizadas se encuentra en las costas del sur de Lima, aproximadamente entre las ciudades de Cañete y Mala donde se observó un gran incremento de esfuerzos aún no liberados hasta la fecha.

Palabras claves: Transferencia de esfuerzos, Coulomb, acumulación de esfuerzos, relajación de esfuerzos, zona de subducción.

Índice general

Índice de figuras	IX
Índice de tablas	X
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivo	3
1.2.1. Objetivo General	3
1.2.2. Objetivo Específico	3
1.3. Antecedentes de estudios realizados	3
1.4. Área de estudio	6
1.5. Marco tectónico del Perú	7
1.6. Sismicidad del Perú	7
2. Marco teórico	11
2.1. Mecánica de ruptura de fallas	12
2.1.1. Tipos de fallas	13
2.1.2. Definición de esfuerzo	15
2.1.3. Definición de deformación	20
2.1.4. Definición de mecanismos focales	21
2.1.5. Criterio de falla o ruptura de Mohr-Coulomb	23
2.2. Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb	26
2.2.1. Criterio de ruptura de Coulomb	26
2.2.2. Caso Bidimensional: Transferencia de esfuerzos de Coulomb en fallas de orientación específica.	27
2.2.3. Caso Bidimensional: Transferencia de esfuerzos de Coulomb en fallas óptimamente orientadas.	28
2.2.4. Caso Tridimensional: Condiciones Strike-Slip y Dip-Slip	30
2.3. El ciclo sísmico	31
3. Marco Metodológico	34
3.1. Introducción	34
3.2. Características y parámetros de ruptura de los sismos en estudio	35
3.2.1. Características del sismo del 24 de mayo de 1940	36
3.2.2. Características del sismo del 17 de octubre de 1966	38
3.2.3. Características del sismo del 31 de mayo de 1970	39
3.2.4. Características del sismo del 03 de octubre de 1974	41
3.2.5. Características del sismo del 12 de noviembre de 1996	42
3.2.6. Características del sismo del 15 de agosto de 2007	44

4. Resultados	48
4.1. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 24 mayo de 1940 (8.0 Mw)	48
4.2. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 17 de octubre de 1966 (8.1 Mw)	56
4.3. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw)	67
4.4. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 3 de octubre de 1974 (8.1 Mw)	68
4.5. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw)	84
4.6. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 15 de agosto de 2007 (8.0 Mw)	90
5. Conclusiones y discusion de resultados	108
5.1. Correlación con las réplicas	108
5.1.1. Evento sísmico de 1940	108
5.1.2. Evento sísmico de 1966	109
5.1.3. Evento sísmico de 1970	109
5.1.4. Evento sísmico de 1974	110
5.1.5. Evento sísmico de 1996	110
5.1.6. Evento sísmico de 2007	112
5.2. Mapa de isosistas	114
A. Tabla de réplicas de cada sismo	116
B. Mapas de isosístas	143

Índice de figuras

1.1. Contexto sismo-tectónico del área de estudio comprendida entre la Fractura de Mendaña y la Dorsal de Nazca. Zona de subducción de la región central del Perú, donde la Placa de Nazca se introduce por debajo del continente a una velocidad de 6-7 cm/año, se muestra los 6 epicentros de los eventos sísmicos de $M_w \geq 7.9$ mencionados en la sección 1.1, el epicentro de color rojo de 1746 es estimado por Jiménez (2015). Además, se muestra el área de ruptura aproximada del gran sismo de 1746 (8.8-9.0 Mw) propuestos por Jiménez et al., (2013) y Jiménez (2015) paralela a la fosa peruana.	6
1.2. Mapa de sismicidad del Perú para el periodo de sismicidad instrumental de 1960-2016 elaborado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), presenta la distribución espacial de los eventos con magnitudes igual o mayores a 4.0 Mw. Los sismos están clasificados en función de la profundidad de sus focos; los colores rojo, verde y azul indican sismos superficiales, intermedios y profundos respectivamente. El tamaño de los símbolos indica la magnitud de sismos propuesta en la leyenda. Fuente (IGP, 2016).	10
2.1. La imagen de la izquierda muestra la geometría de falla normal, la flecha indica el plano de falla que da origen a la ocurrencia de sismos. La imagen de la derecha muestra que el sistema de coordenadas se orienta con respecto a la falla. El plano de falla se separa del bloque de piso (<i>foot wall</i>) con el bloque de techo (<i>hanging wall</i>). Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).	12
2.2. Falla normal que muestra la dirección de movimiento de los bloques que intervienen con un ángulo de deslizamiento de -90° debido a fuerzas de tensión. Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).	13
2.3. Esquema de falla inversa que muestra la dirección de la ruptura y los bloques que intervienen con un ángulo de deslizamiento igual a 90° debido a fuerzas de compresión. Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).	14
2.4. Esquema de falla de desgarre, la figura muestra los dos tipos de fallas de desgarre debido a fuerzas de cizallamiento. La imagen izquierda con un ángulo de deslizamiento de 0° y la imagen derecha con un ángulo de 180° . Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).	14
2.5. Tipos de esfuerzos. Fuente (USGS, mayo 2017).	16
2.6. La fuerza superficial (F) sobre un elemento de volumen V , actúa sobre cada elemento de superficie dS cuyo vector normal \hat{n} apunta hacia afuera y perpendicular al plano o superficie. Fuente (Stein y Wyssesion, 2003).	16
2.7. Vectores de tracción actuando sobre las tres caras de un cubo son perpendiculares a los ejes coordenados. Fuente (Stein y Wyssesion, 2003).	17
2.8. Direcciones de las componentes del tensor de esfuerzos para un volumen con caras perpendiculares a los ejes coordenados mostrados en la imagen izquierda. Fuente (Stein y Wyssesion, 2003).	18

2.9. Componentes de esfuerzo normal y de corte aplicado sobre una superficie. El vector \vec{n} es el vector al plano y colineal al esfuerzo normal (δ). Adaptado (Fossen, 2015).	19
2.10. Vista en planta de tipos de esfuerzos y sus componentes para cada caso. A) Esfuerzo normal a la compresión en orientación positiva. B) Esfuerzo normal a la tensión en orientación negativa. C) Esfuerzo de cizallamiento dextral en sentido horario. D) Esfuerzo de cizallamiento sinistral en sentido antihorario. Adaptado (Fossen, 2015).	19
2.11. Deformación de un material debido al desplazamiento relativo δu entre dos puntos inicialmente separados por δx . Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).	20
2.12. Clasificación de la deformación interna (Strain). La imagen izquierda muestra la deformación homogénea y heterogénea respectivamente. La imagen derecha muestra la deformación frágil y dúctil. Adaptado de (Fossen, 2015).	21
2.13. Relación de los primeros arribos y la geometría de la falla. Primeros movimientos de las ondas P observadas en los sismómetros situados en distintas direcciones en la región del sismo, esto proporciona la orientación de la falla. Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).	22
2.14. Mecanismos focales para sismos con distintas geometrías de fallas. El cuadrante compresional está en negro y el cuadrante de dilatación o tensional está en blanco. Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).	22
2.15. Diagrama de Mohr y falla envolvente. Adaptado (Labuz y Zang, 2012).	24
2.16. Criterio de falla envolvente lineal en el diagrama de Mohr-Coulomb. La forma de la superficie de falla en el espacio de esfuerzo principal depende de la forma del criterio de falla, las funciones lineales se representan como planos y las no lineales como curvas. Fuente (Labuz y Zang, 2012).	25
2.17. (A). Sistema de ejes utilizados en el desarrollo del modelo de transferencia de Coulomb. La compresión y los esfuerzos de cizalla lateral-derecha se toman como positivos. El signo del esfuerzo de cizalla está reservado para cálculos de fallas de Coulomb lateral-derecha sobre planos de fallas específicas. Adaptado (King et al., 1994). (B). Fuerzas principales que actúan sobre el plano de falla, donde τ es el esfuerzo de cizalla, σ_n es el esfuerzo normal al plano, τ_o es la adición de la cohesión y la resistencia de fricción al cizallamiento, y p es la presión de fluidos. Fuente (Mayorga, 2016).	28
2.18. Transferencias de esfuerzos de Coulomb sobre fallas paralelas. El color rojo el incremento de esfuerzos de Coulomb mientras el morado implica caída de esfuerzos. Los paneles indican una vista en planta de la falla vertical de rumbo (strike-slip) en un semi espacio elástico. Modificado de King et al. (1994).	29
2.19. Transferencia de esfuerzos de Coulomb sobre planos de ruptura óptimamente orientados. La imagen A (indica el cambio de esfuerzos asociados al movimiento de cizalla) sumado a la imagen B (la cual indica la fricción efectiva multiplicada por el cambio de esfuerzo en la dirección normal al plano de ruptura) da como resultado la imagen C (que describe la transferencia de esfuerzos de Coulomb visto análogamente en la ecuación 2.11). Modificado de King et al. (1994).	30
2.20. Esquema conceptual del ciclo sísmico. Se observa la acumulación a lo largo del tiempo, los cuales se incrementan durante la fase intersísmica y decaen en la fase co-sísmica. Las tres fases están representadas en colores, el color rojo representa la fase intersísmica, el verde es la fase co-sísmica y la azul la fase post-sísmica (Adaptado de Quiroz, 2016).	32

3.1. Mapa de la zona de subducción de la región central del Perú. Se muestran los mecanismos focales de los 6 eventos sísmicos incluido el año y magnitud momento. Se puede observar que todos los eventos corresponden a una ruptura de tipo inverso, salvo el evento de 1970 el cual es una falla de tipo normal. Además se observa el área de ruptura propuesto por Jiménez (2015) para el sismo de 1746 donde abarcan 4 de los 6 sismos en estudio.	35
3.2. Epicentro (círculo azul) del sismo del 24 de mayo de 1940. Se muestra la única réplica (círculo rojo) al suroeste del epicentro. La fuente de datos para la réplica utilizada proviene del catálogo sísmico ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	37
3.3. Epicentro (círculo azul) del sismo del 17 de octubre de 1966. Se observa una mayor concentración de réplicas (círculos rojos) paralela a la línea de fosa. La fuente de datos para las réplicas proviene del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	39
3.4. Epicentro (círculo azul) del sismo del 31 de mayo 1970. Se muestra una mayor concentración de réplicas (círculos rojos) al suroeste de epicentro. La fuente de datos para las réplicas proviene del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	40
3.5. Epicentro (círculo azul) del 03 de octubre de 1974. Se muestra grupos de concentración de réplicas (círculos rojos) y una migración de las mismas hacia el sur del epicentro como hacia el continente. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	43
3.6. Epicentro (círculo azul) del 12 de noviembre de 1996. Se muestra concentración de réplicas (círculos rojos) en dirección sureste. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	44
3.7. Epicentro (azul) del 15 de agosto de 2007. Se muestra gran concentración de réplicas (rojo) que se diseminan hacia el continente, hacia el sur y en dirección a la fosa. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.	46
4.1. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	49
4.2. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección transversal.	50
4.3. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal (1992) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	51
4.4. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal (1992) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección transversal.	52

4.5. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	53
4.6. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	54
4.7. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	57
4.8. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	58
4.9. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	59
4.10. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	60
4.11. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Dewey y Spence (1979) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	61
4.12. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Dewey y Spence (1979) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	62
4.13. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Jiménez et al. (2016) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	63
4.14. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Jiménez et al. (2016) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	64

4.15. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	65
4.16. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	66
4.17. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	68
4.18. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	69
4.19. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	70
4.20. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	71
4.21. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Stauder (1975) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	72
4.22. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Stauder (1975) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	73
4.23. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	74
4.24. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	75

4.25. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Hartzell y Langer (1993) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	76
4.26. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Hartzell y Langer (1993) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	77
4.27. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Langer y Spence (1995) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	78
4.28. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Langer y Spence (1995) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	79
4.29. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Okal y Newman (2001) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	80
4.30. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Okal y Newman (2001) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	81
4.31. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Okal et al. (2006) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	82
4.32. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Okal et al. (2006) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	83
4.33. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	84
4.34. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	85

4.35. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el NEIC-USGS para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	86
4.36. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el NEIC-USGS para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	87
4.37. Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999) para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	88
4.38. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999) para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	89
4.39. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Bigg et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical. La flecha indica la ubicación de la ciudad de Pisco	92
4.40. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Bigg et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	93
4.41. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	94
4.42. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	95
4.43. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Fritz et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	96
4.44. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Fritz et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	97
4.45. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Herbert et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	98

4.46. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Herbert et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	99
4.47. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Hopkins et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	100
4.48. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Hopkins et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	101
4.49. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	102
4.50. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	103
4.51. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical. La flecha indica la ubicación de la ciudad de Pisco en el mapa.	104
4.52. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	105
4.53. Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por NEIC-USGS para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	106
4.54. Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por NEIC-USGS para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.	107
5.1. Correlación de las réplicas del evento de 1940 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989).	109
5.2. Correlación de las réplicas del evento de 1966 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Jiménez et al. (2016).	110
5.3. Correlación de las réplicas del evento de 1970 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Stauder (1975).	111
5.4. Correlación de las réplicas del evento de 1974 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989).	111
5.5. Correlación de las réplicas del evento de 1996 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999).	112
5.6. Correlación de las réplicas del evento de 2007 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010).	113
5.7. Correlación de las réplicas del evento de 2007 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007).	113

B.1. Mapa de isosístas para el sismo de 1940 propuesto por Dorbath et al. (1990). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	144
B.2. Mapa de isosístas para el sismo de 1966 propuesto por Silgado (1977). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	145
B.3. Mapa de isosístas para el sismo de 1970 propuesto por Silgado (1977). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	145
B.4. Mapa de isosístas para el sismo de 1974 propuesto por Herrera y Giuliani (1975). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	146
B.5. Mapa de isosístas para el sismo de 1996 propuesto por Chatelain et al. (1997). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	147
B.6. Mapa de isosístas para el sismo de 2007 propuesto por Astroza (2007). Adaptado del Catálogo IGP (2016).	148

Índice de tablas

1.1. Tabla de sismicidad histórica de Perú entre 1582-2007 ($M_w \geq 7.5$)	8
3.1. Parámetros focales del sismo del 24 de mayo de 1940.	36
3.2. Parámetros focales del sismo de 17 octubre de 1966.	38
3.3. Parámetros focales del sismo del 31 de mayo de 1970.	40
3.4. Parámetros focales del sismo del 03 de octubre de 1974.	42
3.5. Parámetros focales del sismo del 12 de noviembre de 1996.	43
3.6. Parámetros focales del sismo del 15 de agosto de 2007. Parte I	47
3.7. Parámetros focales del sismo del 15 de agosto de 2007. Parte II	47
A.1. Réplicas del sismo del 24 de mayo de 1940.	116
A.2. Réplicas del sismo del 17 de octubre de 1966 (Parte I).	117
A.3. Réplicas del sismo del 17 de octubre de 1966 (Parte II).	118
A.4. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte I).	119
A.5. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte II).	120
A.6. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte III).	121
A.7. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte IV).	122
A.8. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte V).	123
A.9. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VI).	124
A.10. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VII).	125
A.11. Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VIII).	126
A.12. Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte I).	127
A.13. Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte II).	128
A.14. Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte III).	129
A.15. Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte I).	130
A.16. Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte II).	131
A.17. Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte III).	132
A.18. Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte IV).	133
A.19. Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte V).	134
A.20. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte I).	135
A.21. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte II).	136
A.22. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte III).	137
A.23. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte IV).	138
A.24. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte V).	139
A.25. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VI).	140
A.26. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VII).	141
A.27. Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VIII).	142

Introducción

La historia sísmica del Perú evidencia que la región occidental del país, ha sido escenario de terremotos y maremotos de gran magnitud que han causado pérdidas de vidas y daños materiales. Diversos autores sostienen que estos eventos son recurrentes, como es el caso de la región sur y centro del país, donde grandes terremotos parecen tener intervalos de recurrencia que varían entre 150-300 años (Tavera y Bufo, 1998, Dorbath et al., 1990 y Villegas-Lanza et al., 2016).

La dinámica de la actividad sísmica en el Perú tiene su punto de partida en el proceso de convergencia de placas tectónicas denominado “subducción” en donde la placa oceánica de Nazca se introduce bajo la placa continental a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año en dirección $N78^{\circ}E$ (Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003) (Figura 1.1). Esta convergencia resulta en un frente de colisión entre ambas placas, desencadenando alta actividad sísmica, producto de la acumulación y liberación de esfuerzos y deformación en la zona de contacto de placas y la deformación de la corteza terrestre en las fases del ciclo sísmico. En el Perú, esta alta actividad sísmica está localizado entre a la línea de costa y la fosa peruana donde han sucedido sismos de gran magnitud ($Mw \geq 8.0$) (Villegas-Lanza et al., 2016).

De acuerdo a la síntesis estadística del Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI, 2018), para el censo del año 2017, el 58.0 % de la población del país vive en la franja costera del territorio peruano, esto implica que es la región que alberga más de la mitad de la población del país. Dicha población costera se incrementó con respecto al año 2007 en mas de 2 millones que en términos porcentuales equivale al 13.8 % . Dado que la ocurrencia de sismos tiene un alto impacto en la sociedad es importante estudiar y comprender mejor los procesos físicos que dan lugar a los sismos.

1.1. Planteamiento del problema

La generación de sismos es consecuencia del deslizamiento repentino de dos placas tectónicas o también fallas geológicas donde los esfuerzos acumulados por decenas o cientos de años se liberan y/o se transfieren alrededor de la misma falla o varias fallas cercanas (Stein, 1999; Miao y Zhu, 2012; King et al., 1994). Esta transferencia de esfuerzos acumulados tiene lugar en las zonas de subducción, denominado “Cinturón Sísmico del Pacífico” donde ocurren sismos de gran magnitud ($Mw \geq 7.0$) según reporta el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS) (Villegas et al., 2016; Stein, 1999; Miao y Zhu, 2012; Freed, 2005).

El Perú se ubica dentro de una de estas zonas de subducción, donde la principal característica es la constante fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana, lo cual origina acumulación

de esfuerzos en distintas zonas de contacto placas tectónicas o en otros casos en fallas geológicas, específicamente entre la fosa peruana y las regiones costeras, una de esas zonas de acumulación es la zona de subducción en la región central del Perú, localizado entre la Fractura de Mendaña y la Dorsal de Nazca (Figura 1.1) (Villegas-Lanza et al., 2016). Sólo en los últimos 80 años la región central del Perú ha experimentado 4 sismos de magnitud mayor a 8.0 Mw (24 de mayo de 1940, 8.0 Mw; 17 de octubre de 1966, 8.1 Mw; 3 de octubre de 1974, 8.1 Mw y 15 de agosto de 2007, 8.0 Mw). Algunos autores (Villegas-Lanza et al., 2016; Chlieh et al., 2011; Jiménez et al., 2016) sugieren que estos eventos habrían liberado parcialmente los esfuerzos acumulados desde el gran sismo de 1746 (8.8 – 9.0 Mw), siendo el sismo de Pisco de 2007 (8.0 Mw) el último de la secuencia de estos eventos hasta la fecha. El área de ruptura del sismo de Pisco es aproximadamente un cuarto de la ruptura del sismo de 1746 y si se superpone el área de ruptura de estos cuatro grandes sismos (1940, 1966, 1974 y 2007) resultaría aproximadamente el área de ruptura de 1746 (Villegas-Lanza et al., 2016). Sin embargo, es pertinente considerar los sismos del 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw) frente a la Fractura de Mendaña y del 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw) frente a la Dorsal de Nazca, los cuales estarían relacionados a la migración y/o propagación de esfuerzos con los eventos del 17 de octubre de 1966 (8.1 Mw) y del 15 de agosto de 2007 (8.0 Mw) respectivamente, todos ellos son del tipo de falla inversa, salvo el evento de 1970 que es de falla normal.

Según Beck y Ruff (1989), el evento de 1970 tiene una naturaleza dual en su mecanismo focal, con profundidades diferentes. En los primeros 40 s de ocurrido el sismo, el evento tuvo un mecanismo focal de falla normal (strike 340° dip 53° y rake -90°) y una profundidad de 50 km; 40 s después, el mecanismo focal es de falla inversa (strike 340° dip 50° y rake 90°) a una profundidad de 30 km. Las réplicas del terremoto de 1970 forman dos grupos distintos (dos asperezas), el grupo más pequeño cerca del epicentro tiene mecanismos focales caracterizados por la tensión descendente, pero el segundo grupo de réplicas, ubicado a 80 km al sureste del epicentro, tiene mecanismos focales caracterizados por compresión descendente. Las ondas P para el evento principal se modelaron como dos fuentes con diferentes mecanismos focales y profundidades similares a los dos grupos de réplicas (Beck y Ruff, 1989). El primer evento tiene un mecanismo focal tensional descendente y es seguido 40 s más tarde por un segundo evento distinto localizado a 80 km al sureste del epicentro con un mecanismo focal de tipo compresivo y a una profundidad más superficial que el primer evento (Beck y Ruff, 1989).

Luego de haber transcurrido 273 años del gran sismo de 1746, una de las interrogantes que genera el planteamiento del problema es conocer cuál es la contribución de la secuencia de eventos del siglo XX y XXI, en la relajación y transferencia de esfuerzos en la zona de subducción de la región central del Perú, donde se espera un sismo de gran magnitud (alrededor de 8.5 Mw). No se considera la transferencia de esfuerzos de la sismicidad inter-eventos, por ser de menor magnitud y porque se aborda solo la parte cosísmica de los eventos en mención (1940, 1966, 1970, 1974, 1996 y 2007).

En estos últimos años, diversos autores vienen utilizando el software Coulomb 3.3 (Toda et al., 2011) para estudiar la transferencia y cambios de esfuerzos ocasionados por la ocurrencia de un sismo, ya que cuando se produce la ruptura sísmica la distribución de esfuerzos se altera en el plano de ruptura. En esta tesis se plantea estudiar y analizar la transferencia y cambios de esfuerzos producidos por estos sismos de gran magnitud ($Mw \geq 8.0$) ocurridos en la zona de subducción de la región central de Perú desde 1940 hasta la fecha, a fin de analizar y correlacionar espacialmente sus implicancias en el peligro sísmico en dicha región de estudio. Para tal fin se utiliza el software Coulomb 3.3 propuesto por Toda et al (2011). El peligro sísmico es la probabilidad de ocurrencia de un sismo de determinada magnitud en un lugar determinado y en un intervalo temporal determinado. Es decir, el peligro sísmico trata de hacer una estimación de las posibilidades que tiene un sismo de ocurrir, asociado normalmente a una falla en concreto,

y qué implicaciones tiene para los estudios de riesgo y planificación de escenarios de desastres sísmicos. Para este estudio se considera lo propuesto por Villegas-Lanza et al. (2016) quienes estiman un tiempo de recurrencia de 305 ± 40 años para que vuelva ocurrir un evento de características similares al de 1746 en el Callao.

1.2. Objetivo

1.2.1. Objetivo General

El objetivo general del trabajo de tesis es estudiar, analizar y cartografiar la transferencia y cambio de esfuerzos producidos por los sismos de gran magnitud ($M_w \geq 8.0$) ocurridos en la zona de subducción de la región central del Perú: 24 de mayo de 1940 (8.0 Mw); 17 de octubre de 1966 (8.1 Mw); 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw); 3 de octubre de 1974 (8.1 Mw); 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw) y 15 de agosto de 2007 (8.0 Mw) utilizando el software Coulomb 3.3..

1.2.2. Objetivo Específico

a. Calcular y modelar el cambio y transferencia de esfuerzos ocasionado por cada evento sísmico utilizando el software Coulomb 3.3.

b. Analizar la distribución espacial de las secuencias de réplicas de cada evento y correlacionando cuantitativamente y/o espacialmente los cambios y transferencias de esfuerzos obtenidos con el modelo de Coulomb, estas serán tomadas del catálogo sísmico ISC y del catálogo sísmico del IGP.

c. Analizar la distribución espacial de los patrones lobulares de relajación e incremento de esfuerzos a lo largo del área de estudio para los 6 sismos y correlacionarlos con los mapas de isosistas publicados en el catalogo IGP (2016).

1.3. Antecedentes de estudios realizados

A nivel mundial, uno de los eventos más estudiados con el software Coulomb 3.3 fue el sismo de Landers (Estados Unidos) ocurrido el 28 de junio de 1992 (7.4 Mw). King et al. (1994) postularon que la ocurrencia de un sismo podía dar lugar a otro si se producían cambios en la distribución de esfuerzos de Coulomb en las fallas y/o segmentos de falla adyacentes. Posteriormente, King et al. (1994) demostraron que los cambios pequeños en el estado de esfuerzos podría causar importantes cambios en la tasa y distribución de sismicidad, en particular en las réplicas del sismo, ya que estas se distribuyen especialmente donde los esfuerzos se incrementaban, y disminuían donde los esfuerzos se debilitaban.

En otro estudio, Toda et al. (1998) demostraron como el sismo de Kobe, Japón (6.9 Mw) transfirió los esfuerzos a las fallas cercanas, alterando su cercanía al plano de ruptura y cambiando la probabilidad de ocurrencia de sismos subsecuentes. En relación con la sismicidad antes del sismo de Kobe, las réplicas de Kobe se concentraron en las regiones de incremento de esfuerzos de Coulomb y en menor proporción en regiones de disminución de esfuerzos.

Utkucu et al. (2013) estudiaron los cambios de esfuerzos de Coulomb antes y después del sismo del 23 de octubre de 2011 en la ciudad Van, en Turquía oriental, utilizando datos relacionados con la profundidad de la fuente sísmica, la secuencia de réplicas y las fallas circundantes. Dichos autores observaron que los cambios de esfuerzos inducidos por la ruptura cosísmica acrecentaron levemente los esfuerzos sobre el plano de ruptura del sismo, y observaron que la secuencia de réplicas abarcó una zona más amplia hacia el noreste. Las correlaciones entre los patrones espaciales de las réplicas y los cambios de esfuerzos cosísmicos de Coulomb causados por el sismo se determinan calculando los cambios de esfuerzos tanto en los planos de falla orientados óptimamente como especificados.

Álvarez et al. (2004) trabajaron en la región norte de Centro América, específicamente en El Salvador, zona sísmicamente activa por la interacción de las placas de Cocos y del Caribe, donde utilizaron el modelo de transferencia de esfuerzos de Coulomb para evaluar el peligro sísmico, considerando las interacciones entre las fallas y su relación con la tectónica de placas en dicha región. Dichos autores analizaron en detalle las implicaciones de la serie sísmica del sismo del 13 de enero de 2001 en El Salvador (7.7 Mw) cuyo epicentro tuvo lugar en el proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe a una profundidad de 55 km. Un mes después ocurrió otro sismo, localizado en la Zona de Falla de El Salvador (6.6 Mw). La serie sísmica fue estudiada partiendo de la definición del encadenamiento de sismos por transferencia de esfuerzos. Dichos autores concluyeron en que es importante tomar en cuenta la implicancia del peligro sísmico y su configuración tectónica junto al fenómeno de transferencia de esfuerzos de Coulomb.

Para el caso de la zona de subducción de México, Santoyo et al., (2007) mostraron que los grandes sismos presentan agrupamientos espacio-temporales que podrían deberse a la interacción de esfuerzos entre cada evento sísmico. Para ello, los autores usaron el cálculo del cambio de esfuerzos de Coulomb producidos por siete eventos de subducción de gran magnitud ocurridos entre los años 1973 y 1985 en la placa de Cocos y entre 1995 y 2003 en la placa de Rivera. Los cálculos de cambios de esfuerzos están basados en la distribución de deslizamiento para cada sismo mediante inversiones cinemáticas, fueron superpuestos acumulativamente en función del tiempo y el espacio. Los resultados mostraron que los eventos sísmicos podrían estar relacionados unos con otros y en cierta manera se atribuyen al incremento en los esfuerzos inducidos por la ocurrencia de grandes eventos previos en zonas adyacentes.

Gardi et al. (2006) estudiaron la sismicidad y la transferencia de esfuerzos en la zona de subducción de la región de Coquimbo-Chile donde ocurrieron 12 sismos de magnitudes de 6.0 a 7.6 Mw desde julio hasta octubre de 1997. En dicho periodo, la actividad sísmica de la interfaz de placas aumentó repentinamente en el centro de la interfaz, posteriormente en octubre de 1997 la actividad sísmica se trasladó al interior de la zona de Punitaqui-Ovalle, justo por encima de la zona de transición de la zona sismogénica a la de deslizamiento asísmico. Los autores encontraron que un modelo simple de transferencia de esfuerzos de deslizamiento asísmico a profundidades superiores a 50 km podría explicar no solo el desencadenamiento del sismo de Punitaqui, sino la secuencia de sismos de julio de 1997. Las simulaciones adicionales muestran que la sismicidad posterior al evento de 1997 mostró un aumento de los esfuerzos de Coulomb en la interfaz de la placa sismogénica como resultado del deslizamiento asísmico del evento de 1997.

Otro evento de subducción estudiado a detalle es el efectuado por Mayorga y Sánchez (2016) para el gran sismo de 1906 de Esmeraldas-Ecuador (8.8 Mw). Dichos autores modelaron los cambios de esfuerzos de Coulomb sobre dos tipos de fallas: específicas y óptimas a lo largo de la región pacífica colombo-ecuatorial. Para ello los autores usaron 6 modelos alternativos de distribución de dislocación, cuyos cambios de esfuerzos variaron entre los -0.5 a 0.5 MPa proyectados sobre fallas específicas que varían espacialmente dependiendo de la configuración de la

falla objetivo (buzamiento y sentido de movimiento). Los autores concluyeron que los patrones de cambios de esfuerzos tipo Coulomb sobre fallas óptimamente orientadas no dependen del tensor de esfuerzos regional.

Recientemente, Wu et al. (2017) estudiaron el sismo de Ecuador de 2016 (7.8 Mw), este sismo pudo haber originado una ruptura en la corteza circundante donde ocurrieron seis réplicas $Mw \geq 6.0$, después del sismo principal estas rupturas fueron desencadenadas por los altos cambios de esfuerzos de Coulomb producidos por el sismo. Para el estudio de la correlación entre el sismo y las réplicas, dichos autores usaron un modelo de falla finita y las soluciones de los mecanismos focales para estudiar los factores desencadenantes de esfuerzos de Coulomb durante la secuencia de sismos. Asimismo, compararon los cambios de esfuerzos con las réplicas y calcularon los esfuerzos por cizallamiento, el esfuerzo normal y los cambios de esfuerzos de Coulomb en las fuentes focales de cada réplica.

En el Perú a la fecha se han realizado muy pocos estudios de investigación utilizando el software Coulomb 3.3 que permiten evaluar el cambio y transferencia de esfuerzos producidos por sismos en la zona de subducción. Sin embargo, uno de los primeros trabajos para el Perú, es el efectuado por Robinson et al., (2001), quienes estudiaron la transferencia de esfuerzos para el sismo de Arequipa del 23 de junio de 2001 (8.4 Mw), y para los eventos ocurridos en el centro del país. En este estudio dichos autores sostienen que la ocurrencia de eventos en la región central induciría cambios e incremento en los patrones de esfuerzos de Coulomb, que resultarían en una migración de eventos hacia el sur. Abordaron el problema modelando los eventos más grandes ($Mw > 7.0$) ocurridos desde 1940 en adelante, con el fin encontrar si la tendencia de migración resulta en la activación de esfuerzos entre estos eventos. Sin embargo, esta investigación quedó como un abstract (resumen) y fue presentado en el American Geophysical Union (AGU) en 2002.

Otras investigaciones en la zona de subducción peruana fueron realizadas por Perfettini et al., (2010) quienes estudiaron los sismos en la región central del Perú, enfocándose en los deslizamientos sísmicos y asísmicos, los cuales se complementan en el tiempo y el espacio para acomodar los movimientos de la placa de Nazca en un largo plazo. A partir de la deformación superficial heterogénea de las placas propusieron que ambos modos de deslizamiento se producen a profundidades más superficiales. Por ello, las fallas activas parecen comprender áreas que son deslizables en pleno evento sísmico y áreas que deslizan de manera asísmica. El tamaño, la localización y la recurrencia de los sismos dependen de dónde y cuándo se produce el arrastre asísmico (deslizamiento progresivo asísmico) y de que fracción de la tasa de deslizamiento a largo plazo representa. Uno de esos sismos estudiados fue el de Pisco (8.0 Mw), el cual rompió dos asperezas dentro de un área que había permanecido bloqueado en el período intersísmico y desencadenó un deslizamiento postsísmico friccional en dos áreas cercanas. Una de esas áreas, cuya característica es el bajo acoplamiento intersísmico, se comportó como una barrera a la propagación de la ruptura sísmica en el pasado. El sismo de Pisco fue abordado usando observaciones geodésicas de la deformación postsísmica, cuyo modelo de fuente cosísmica fue obtenido de los datos InSAR (Interferometría de radar de apertura sintética), datos telesísmicos y modelo de tsunami. El modelo usado se ajustó muy bien al deslizamiento postsísmico, el cual produjo tiempos de relajación de aproximadamente 1.2 y 2.1 años para cada una de las áreas. Normalmente se espera que el deslizamiento postsísmico ocurra en las áreas de incremento de esfuerzos cosísmicos. Se considera la transferencia de esfuerzos de Coulomb en la ecuación logarítmica que define la relación entre la tasa de deslizamiento a largo plazo y el deslizamiento de la falla después del sismo y también un parámetro reológico que es positivo para la fricción en dirección de la velocidad (Perfettini et al., 2010).

Por otro lado, Villegas et al., (2015) utilizando datos sísmicos y GPS (Global Positioning

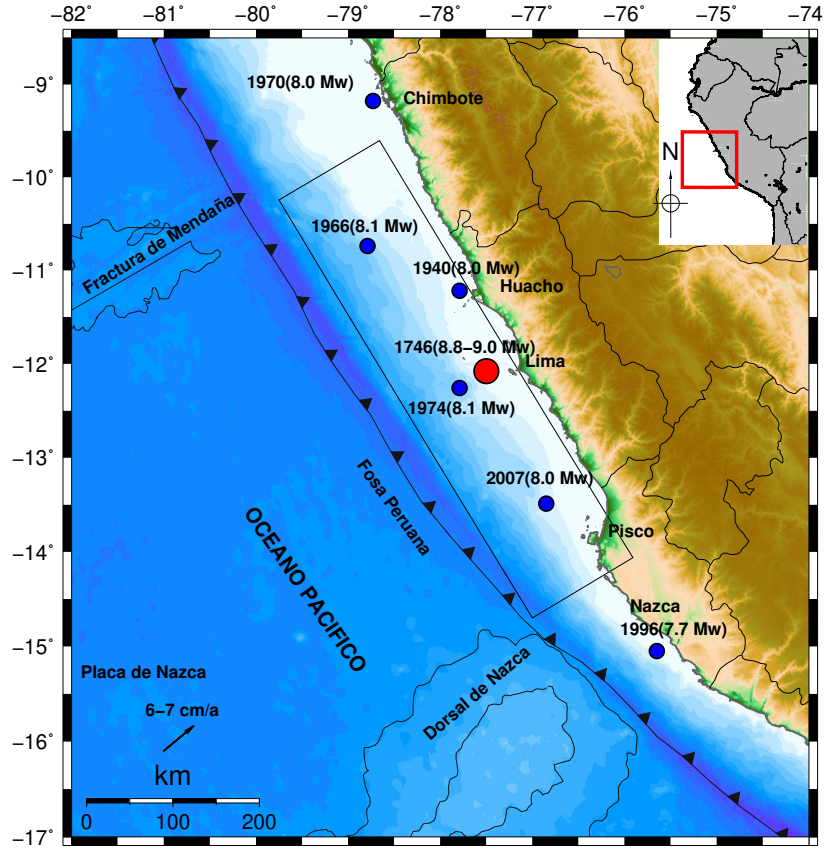


Figura 1.1: Contexto sismo-tectónico del área de estudio comprendida entre la Fractura de Mendaña y la Dorsal de Nazca. Zona de subducción de la región central del Perú, donde la Placa de Nazca se introduce por debajo del continente a una velocidad de 6-7 cm/año, se muestra los 6 epicentros de los eventos sísmicos de $M_w \geq 7.9$ mencionados en la sección 1.1, el epicentro de color rojo de 1746 es estimado por Jiménez (2015). Además, se muestra el área de ruptura aproximada del gran sismo de 1746 (8.8-9.0 Mw) propuestos por Jiménez et al., (2013) y Jiménez (2015) paralela a la fosa peruana.

System) documentaron una secuencia de deslizamiento sísmico y asísmico en la región norte de Perú que tuvo una duración de siete meses y cuyo deslizamiento se produjo a poca profundidad (~ 20 km) en una zona débilmente acoplada por la subducción. Dichos autores analizaron la transferencia de esfuerzos de Coulomb producidos por la secuencia de sismos de gran magnitud y su contribución en la relajación sísmica del deslizamiento transitorio.

1.4. Área de estudio

El área de estudio de esta investigación comprende la zona de subducción de la región central del Perú que está delimitada por las siguientes coordenadas geográficas, de -10° a -16° de Latitud Sur, entre la Fractura de Mendaña al norte y la Dorsal de Nazca al sur, abarcando el sur del departamento de Ancash, las ciudades de Huacho, Lima, Cañete y norte de Ica. Cabe resaltar que desde 1746 en esta región han ocurrido 4 eventos de magnitud momento $M_w \geq 8.0$ (24 de mayo de 1940, 8.0 Mw; 17 de octubre de 1966, 8.1 Mw; 3 de octubre de 1974, 8.1 Mw y 15 de agosto de 2007, 8.0 Mw) y dos eventos cercanos a la Fractura de Mendaña y la Dorsal de Nazca (31 de mayo de 1970, 8.0 Mw y 12 de noviembre de 1996, 7.7 Mw), según se observa en la Figura 1.1.

1.5. Marco tectónico del Perú

El Perú, por encontrarse dentro del Cinturón Sísmico del Pacífico, es una región altamente sísmica, debido al proceso de convergencia (subducción) de las placas de Nazca y Sudamericana, el cual genera sismos en mayor cantidad en la zona de contacto de placas frente al borde occidental de Perú. En la Cordillera Andina también se observa actividad sísmica, pero de menor magnitud y recurrencia, allí los sismos son producidos por las deformaciones de las fallas corticales (Tavera y Bufo, 1998).

A lo largo del margen de subducción de la región central de Perú se observan diferentes unidades geomorfológicas (Figura 1.1):

a. La Dorsal de Nazca: Es una cordillera submarina que se localiza frente al departamento de Ica, y sigue una orientación NE-SO perpendicular a la fosa peruano-chilena (entre los 15° y 24° latitud sur). En el departamento de Ica tiene un ancho aproximadamente de 220 km y alcanza una altitud de más de 2000 m desde el fondo marino. La Dorsal de Nazca tiene una forma asimétrica, siendo determinante para los distintos procesos geodinámicos que se producen en dicha región (Tavera y Bufo, 1998; Wipf et al., 2005; Bernal y Tavera, 2002).

b. La Fractura de Mendaña: Es una discontinuidad de la corteza oceánica, localizada en el extremo NO de la región central de Perú (10° y 12° latitud sur) frente al sur del departamento de Ancash. Esta fractura tiene una orientación NE-SO, perpendicular a la fosa peruano-chilena, con un ancho de 80 km (Tavera y Bufo, 1998; Bernal y Tavera, 2002).

c. La Fosa Perú-Chile: Delimita al inicio del proceso de subducción de las placas Nazca y Sudamericana. Presenta una máxima profundidad de 7000 m en la región norte y sur, en la región centro es de 5000 m. La fosa peruano-chilena presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región sur de Perú. El cambio de orientación se produce frente a la Dorsal de Nazca. En la región central del Perú la distancia promedio de la fosa a la costa es de 190 km cerca a la Fractura de Mendaña, cerca de las costas de Lima es de 140 km y cerca a la Dorsal de Nazca es de 76 km (Tavera y Bufo, 1998; Bernal y Tavera, 2002).

1.6. Sismicidad del Perú

El Perú al encontrarse en una de las zonas de subducción Nazca-Sudamericana tiene una gran concentración de sismos a lo largo de su territorio. Para analizar esta concentración de sismos a lo largo del tiempo, se recurrió a la base de datos correspondientes al periodo de sismicidad histórica que comprende desde el año 1500 hasta 1959 y la otra parte al periodo de sismicidad instrumental que comprende desde el año 1960 hasta la fecha (Bernal y Tavera, 2002).

La sismicidad histórica del Perú se encuentra documentada en manuscritos, crónicas, obras literarias por partes de las autoridades religiosas o gubernamentales de los siglos XVI, XVII y XVIII. Dorbath et al., (1990) desarrollaron una revisión de toda la información sísmica histórica con el fin de correlacionar las áreas de intensidad máxima con sus respectivas longitudes de ruptura para la estimación de la magnitud de un gran número de sismos. Los sismos más importantes en la región Norte fueron los de 1619 y 1953 en la escala de Mercalli Modificada (VIII MM)

en las ciudades de Trujillo y Tumbes respectivamente. En la región Central, están los sismos de 1586 (IX MM), 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), estos sismos ocasionaron una gran destrucción en la ciudad de Lima. Cabe resaltar que el sismo de 1746 generó un tsunami con olas de 10 m de altura en el Callao, que inundaron totalmente este puerto. En la región Sur, los sismos que más resaltan son los de 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) cuyos efectos de destrucción abarcaron las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno. El más resaltante fue el sismo de 1868 que tuvo una longitud de ruptura del orden de 500 km y un tsunami con olas de 12 a 16 m de altura en el aun puerto peruano de Arica (Tabla 1.1) (Bernal y Tavera, 2002; Silgado, 1978).

N°	Fecha	Latitud ($^{\circ}$)	Longitud ($^{\circ}$)	Magnitud (Mw)
1	1582/01/22	-16.60	-71.60	7.5
2	1619/02/14	-07.94	-79.04	8.7
3	1678/06/16	-12.30	-77.80	7.7
4	1687/10/20	-13.23	-76.50	8.6
5	1687/10/21	-16.40	-71.60	8.0
6	1746/10/29	-11.99	-77.19	9.0
7	1784/05/13	-16.50	-72.00	8.4
8	1868/08/13	-16.40	-71.56	9.0
9	1878/01/23	-20.05	-77.00	7.9
10	1940/05/24	-11.09	-77.49	8.0
11	1942/08/24	-14.82	-74.71	8.0
12	1953/12/12	-03.88	-80.45	7.8
13	1960/01/13	-16.14	-72.14	7.5
14	1961/08/31	-10.50	-70.70	7.5
15	1966/10/17	-10.66	-78.23	8.1
16	1970/05/31	-9.18	-78.73	8.0
17	1974/10/03	-12.26	-77.79	8.1
18	1996/11/12	-15.05	-75.65	7.7
19	2001/06/23	-16.26	-73.64	8.4
20	2007/08/15	-13.38	-76.60	8.0

Tabla 1.1: Tabla de sismicidad histórica de Perú entre 1582-2007 ($M_w \geq 7.5$). Datos recopilados del Catálogo IGP (2016) y del catálogo sísmico del NEIC-USGS (Fecha de acceso: julio 2019) donde se observa los parámetros epicentrales y magnitud momento (Mw).

La sismicidad instrumental tiene su origen en la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Network) por el año de 1960 y cuyo fin para el Perú fue identificar las principales fuentes sismogénicas (Figura 1.2). La utilización de datos telesísmicos, regionales y locales en distintos periodos de tiempo, han permitido configurar la geometría de

la placa de Nazca e identificar zonas de mayor actividad sísmica cortical en el interior del continente (Bernal y Tavera, 2002).

Los estudios realizados por Tavera y Bufo (1998, 2001), Bernal et al., (2001) y Bernal (2002) concluyeron que la distribución espacial de los eventos sísmicos en el Perú es compleja, no obstante, ha permitido identificar la localización de las más importantes fuentes sismogénicas. Según Tavera y Bufo (1998), los sismos superficiales o de foco superficial son los que ocurren a profundidades menores a 60 km y se han agrupado en dos fuentes, la primera localizada entre la fosa y la línea de costa (donde se encuentran los sismos mencionados en la sección 1.1) y la segunda en el interior del continente paralelo a la Cordillera Andina, estas dos fuentes son las que ocasionan los sismos de mayor magnitud en el Perú. Los sismos intermedios o foco intermedio son los que ocurren a profundidades mayores a 60 km y menores a 300 km, están agrupados en tres fuentes, la primera está localizada paralela a la línea de costa por debajo de los 9° Sur, la segunda en la región subandina de la región Norte y la tercera sobre toda la región Sur. Los sismos profundos o foco profundo son los que ocurren a profundidades mayores de 300 km y se ubican en dos fuentes, la primera en la frontera de Perú con Brasil y la segunda entre la región Perú-Bolivia (Figura 1.2) (Bernal y Tavera, 2002).

La distribución sísmica en función a la profundidad evidencia que la placa de Nazca subduce por debajo del borde Oeste de Sudamérica de dos formas distintas denominadas como subducción sub-horizontal y normal, ambas formas producirían contorsión de la placa. La subducción sub-horizontal se presenta en las regiones Norte-Centro y cuya particularidad es que inicia con un ángulo de 12° - 15° hasta alcanzar en promedio profundidades de 120 km, esto implicaría que la placa se movería horizontalmente hasta 750 km en la región Norte y 500 km en la región Centro, ambas regiones desde el inicio de la línea de la fosa. La subducción normal se manifiesta en la región Sur, donde la placa de Nazca subduce con un ángulo promedio de 20° - 25° continuo hasta llegar a los 250 km de profundidad y una distancia horizontal de 450 km desde la línea de fosa (Bernal y Tavera, 2002; Villegas-Lanza et al. 2016).

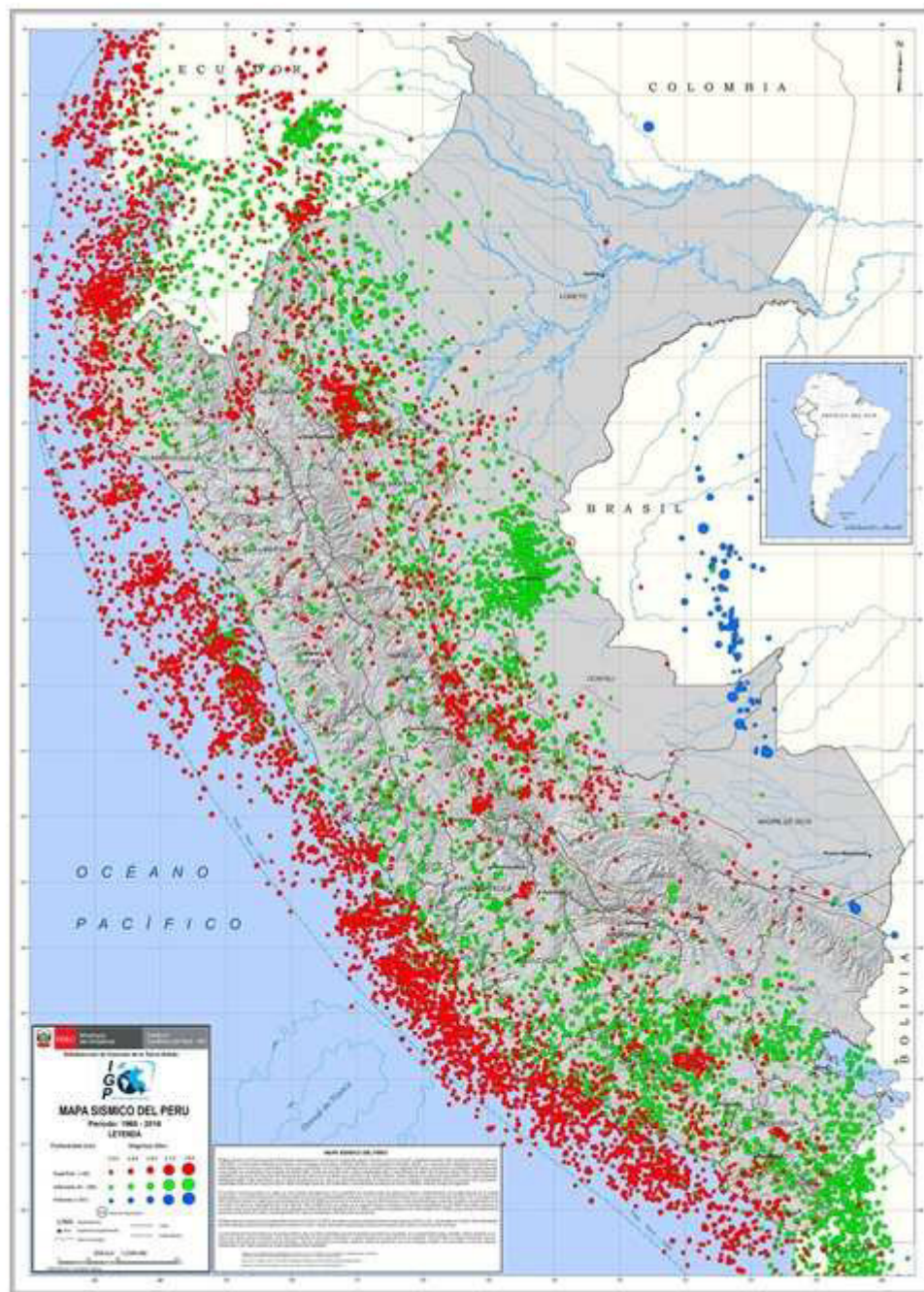


Figura 1.2: Mapa de sismicidad del Perú para el periodo de sismicidad instrumental de 1960-2016 elaborado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), presenta la distribución espacial de los eventos con magnitudes igual o mayores a 4.0 Mw. Los sismos están clasificados en función de la profundidad de sus focos; los colores rojo, verde y azul indican sismos superficiales, intermedios y profundos respectivamente. El tamaño de los símbolos indica la magnitud de sismos propuesta en la leyenda. Fuente (IGP, 2016).

Capítulo 2

Marco teórico

La ocurrencia de sismos tiene su origen en procesos tectónicos localizados en fracturas y fronteras de placas tectónicas y en fallas corticales activas. Estas fallas no son líneas rectas continuas, sino que tienen distintos tipos de complejidades (curvas, irregularidades en la superficie de contacto, etc), estas discontinuidades llevan a la consideración de que estas fallas tienen una propiedad fractal (propiedad geométrica de auto similaridad, auto semejanza y complejidad). Las observaciones de campo muestran la presencia de muchas líneas de falla en la superficie terrestre, con distancias de pocos metros a muchos kilómetros (Udías et al., 2014; Stein y Wysession, 2003).

La idea de plano de falla es una síntesis de una situación que comprende la geometría no Euclidiana y con complejidades. Los sismos ocurren en dichos planos de falla, cuyo material suele estar constituido por rocas trituradas y muy deformadas, producto del movimiento diferencial repetido de los dos lados de la falla durante el evento sísmico. Los sismos no ocurren en todas las fallas geológicas observadas, es decir, no todas las fallas observadas en campo son sísmicamente activas. En una falla activa, los sismos que tienen distintas longitudes fracturan grupos parciales de su superficie. Para romper toda la extensión de una falla larga se necesitan varios sismos de gran magnitud. Las fallas también pueden moverse lentamente sin ocasionar un sismo (Udías et al., 2014; Stein y Wysession, 2003).

Para estudiar y comprender la variación y/o transferencia de esfuerzos sobre el plano de falla y sus efectos en fallas activas, es importante conocer los conceptos de esfuerzos y deformación, ya que los sismos alteran los esfuerzos de cizallamiento y normal sobre dichas fallas activas y cercanas. El movimiento de una falla está condicionado a la acumulación considerable de esfuerzos; la variación de los esfuerzos sobre las fallas variará el tiempo de ocurrencia de los sismos. Es importante estudiar la influencia del movimiento de las fallas en la peligrosidad sísmica, cuyo fin es analizar como la probabilidad de ocurrencia de un sismo en una región establecida para un intervalo tiempo determinado. Si se conoce la liberación de energía que origina el sismo y la tasa de acumulación de esfuerzos, seríamos capaces de predecir con exactitud el lugar, momento y tamaño de sismo generado por esa falla (Álvarez, 2004; Stein y Wysession, 2003).

Para comprender la dinámica de la superficie terrestre es importante estudiar la interacción entre fallas y sismos, esta comprensión ayudará en la determinación para estudios de peligrosidad sísmica de una región determinada (Álvarez, 2004). El modelo de transferencia de esfuerzos de Coulomb utiliza el criterio de rotura de Mohr-Coulomb para calcular la variación de esfuerzos estáticos, este modelo ha sido utilizado para calcular la transferencia de esfuerzos y evaluar la peligrosidad sísmica de una región determinada. Actualmente, la transferencia de esfuerzos de Coulomb es considerada una herramienta de gran utilidad que permite ayudar a explicar varios fenómenos relacionados con el desencadenamiento de sismos y las variaciones en la actividad sísmica (Álvarez et al., 2004).

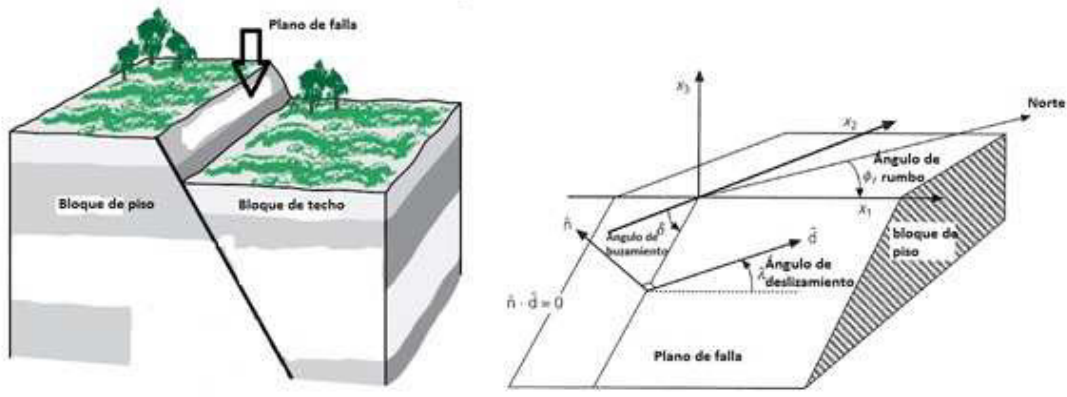


Figura 2.1: La imagen de la izquierda muestra la geometría de falla normal, la flecha indica el plano de falla que da origen a la ocurrencia de sismos. La imagen de la derecha muestra que el sistema de coordenadas se orienta con respecto a la falla. El plano de falla se separa del bloque de piso (*foot wall*) con el bloque de techo (*hanging wall*). Adaptado de Stein y Wyssession (2003).

2.1. Mecánica de ruptura de fallas

Las fallas pueden clasificarse según su tipo de movimiento, es decir, de la orientación del desplazamiento relativo, o deslizamiento, que es la distancia neta y la dirección en la que el bloque colgante o techo (*hanging wall*) se ha movido con respecto al bloque fijo o piso (*foot wall*) (Figura 2.1). Si el buzamiento (dip) de la falla es mayor de 45° , es una falla de mayor ángulo, en cambio, si es menor a 45° , es una falla de menor ángulo (Figura 2.1) (Udías et al., 2014; Stein y Wyssession, 2003).

Según la imagen izquierda de la Figura 2.1, se define *foot wall* o piso como el bloque de falla que se encuentra debajo del plano de falla y se mantiene fijo respecto al *hanging wall* o techo, el cual es el bloque que descansa sobre el plano de falla que se desliza hacia arriba, abajo o en cizalla definiendo así el tipo de falla respecto al bloque de piso; el plano de falla es la superficie formada entre dichos bloques que se deslizan uno sobre el otro durante el sismo. Según la imagen derecha de la Figura 2.1, \hat{n} se define como el vector normal perpendicular al plano de falla; la dirección del movimiento está dado por \hat{d} el cual se define como el vector de deslizamiento en el plano de falla e indica la dirección en la que el *hanging wall* (bloque de techo) se mueve con respecto al lado inferior (*foot wall* o bloque de piso). Dado que el vector de deslizamiento está en el plano de falla y es perpendicular al vector normal, se define un eje de coordenadas de tres dimensiones (x_1, x_2, x_3) donde el eje x_1 está en la dirección del ángulo strike o rumbo (φ_f), donde se localiza en la intersección del plano de falla y la superficie de la tierra medido en sentido horario desde el norte hasta el eje x_1 , su valor oscila entre los 0° - 360° . El eje x_3 se direcciona hacia arriba y el eje x_2 es perpendicular a los dos ejes antes mencionados. El ángulo de buzamiento (δ) indica el ángulo de inclinación del plano de falla respecto a la superficie de la tierra, su valor oscila entre los 0° - 90° . El eje x_1 puede definirse en dos direcciones, con una separación de 180° , se elige la dirección tomando en cuenta que la medida del ángulo de buzamiento medido desde el eje $-x_2$ tenga un valor menor a 90° . El ángulo de deslizamiento o rake (λ) representa la dirección del movimiento de la ruptura y cuya medida está en sentido antihorario en el plano de falla desde la dirección del eje x_1 , su valor oscila entre 0° - 360° , dando movimiento al bloque de techo (*foot wall*) respecto al bloque de piso (*hanging wall*) (Stein y Wyssession, 2003; Udías et al., 2014; Lay

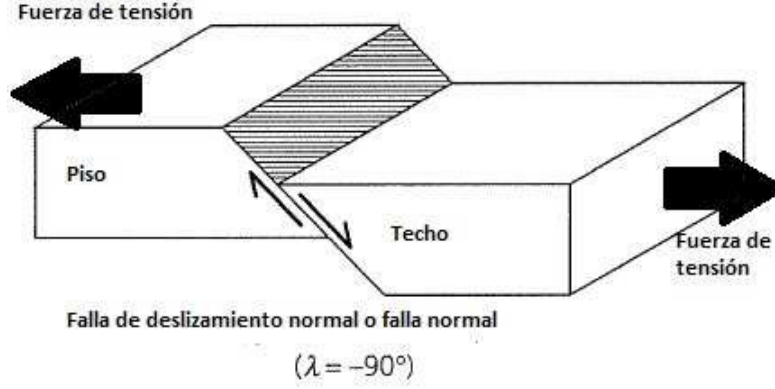


Figura 2.2: Falla normal que muestra la dirección de movimiento de los bloques que intervienen con un ángulo de deslizamiento de -90° debido a fuerzas de tensión. Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).

y Wallace, 1995).

La descripción matemática de la orientación de la falla y del deslizamiento está dada asignando los vectores normal y deslizamiento sobre un sistema de coordenadas geográficas donde \hat{x} apunta hacia el norte, \hat{y} hacia el oeste y \hat{z} hacia arriba. Bajo ese criterio el vector normal para el plano de falla y el vector de deslizamiento en la dirección del deslizamiento es (Figura 2.1):

$$\hat{n} = \begin{vmatrix} -\text{sen}\delta\text{sen}\varphi_f \\ -\text{sen}\delta\cos\varphi_f \\ \cos\delta \end{vmatrix} \quad (2.1)$$

$$\hat{d} = \begin{vmatrix} \cos\lambda\cos\varphi_f + \text{sen}\lambda\cos\delta\text{sen}\varphi_f \\ -\cos\lambda\text{sen}\varphi_f + \text{sen}\lambda\cos\delta\cos\varphi_f \\ \text{sen}\lambda\text{sen}\delta \end{vmatrix} \quad (2.2)$$

Las ecuaciones 2.1 y 2.2 son usadas para distintos tipos de deslizamiento en la falla. Existen tres tipos de fallas principales, según la dirección del desplazamiento de las rocas que se fracturan:

2.1.1. Tipos de fallas

Las fallas normales (Figura 2.2), se originan por la tensión horizontal cuando el bloque de techo (*hanging wall*) se mueve hacia abajo en respecto con el bloque de piso (*foot wall*), esto sucede cuando el ángulo de inclinación o buzamiento es igual a 270° ó -90° y el plano de falla comúnmente tiene 60° respecto a la horizontal (Fossen, 2015, Stein y Wyssesion, 2003).

Las fallas inversas (Figura 2.3), se originan por compresión horizontal cuando el bloque de techo (*hanging wall*) se mueve hacia arriba en respecto con el bloque de piso (*foot wall*), esto sucede cuando el ángulo de buzamiento es igual a 90° . Cuando estas fallas tienen una inclinación (buzamiento) menor a 45° , toman el nombre de cabalgamiento (Fossen, 2015, Stein y Wyssesion,

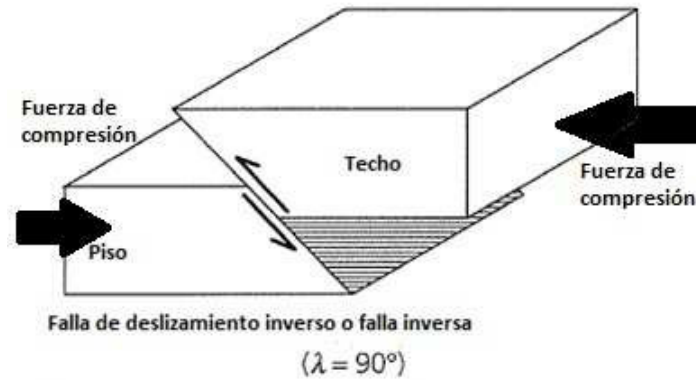


Figura 2.3: Esquema de falla inversa que muestra la dirección de la ruptura y los bloques que intervienen con un ángulo de deslizamiento igual a 90° debido a fuerzas de compresión. Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).

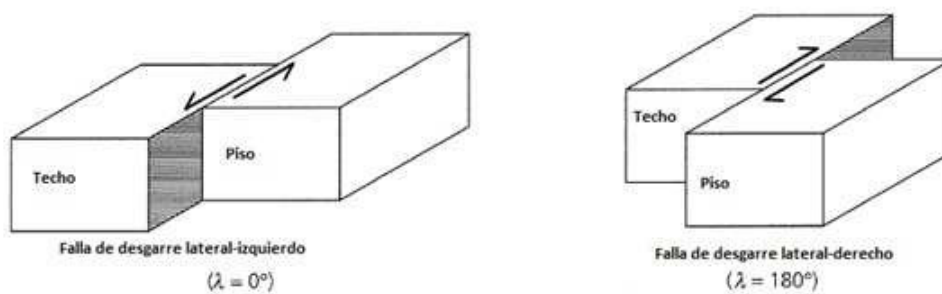


Figura 2.4: Esquema de falla de desgarre, la figura muestra los dos tipos de fallas de desgarre debido a fuerzas de cizallamiento. La imagen izquierda con un ángulo de deslizamiento de 0° y la imagen derecha con un ángulo de 180° . Adaptado de Stein y Wyssesion (2003).

2003).

Las fallas de desgarre (Figura 2.4), también conocidas strike-slip o desplazamiento de rumbo, se originan cuando los dos lados de la falla se mueven horizontalmente, en direcciones contrarias u opuestas. La superficie de la falla suele estar cerca a la vertical y el movimiento resulta de las fuerzas de corte o cizalla. Existen dos tipos de fallas de desgarre: lateral-derecha o dextral (el movimiento relativo de los bloques es hacia la derecha) y lateral-izquierda o sinistral (el movimiento relativo de los bloques es hacia la izquierda), estas dos también son conocidas como fallas transversales (Fossen, 2015, Stein y Wyssession, 2003).

2.1.2. Definición de esfuerzo

Se define el esfuerzo como un par de fuerzas de igual magnitud, pero de distinta dirección que interactúan sobre un área unitaria de un cuerpo de roca. En sismología, el movimiento de placas en dirección horizontal y la acción de la gravedad en dirección vertical, originan las fuerzas que actúan sobre las grandes capas rocosas (Figura 2.5) (Fossen, 2015).

Desde el punto de vista físico, existen dos tipos de fuerzas que pueden actuar sobre un cuerpo. La primera es una fuerza corporal que actúa en toda la región o área del objeto, resultando una fuerza neta proporcional al volumen del objeto, un ejemplo es la gravedad como fuerza corporal. Las fuerzas corporales tienen unidades de fuerza por unidad de volumen. Un segundo tipo de fuerza es una fuerza superficial que actúa sobre la superficie del objeto, resultando una fuerza neta proporcional a la superficie del objeto. Una fuerza superficial como la presión actúa en diferentes direcciones y en diferentes partes del objeto. Las fuerzas superficiales tienen unidades de fuerza por unidad de área (Young y Budynas, 2002; Stein y Wyssession, 2003).

Si se considera que las fuerzas actúan sobre un pequeño volumen V , con superficie S , dentro de un medio continuo (Figura 2.6). Entonces, la fuerza superficial F actúa sobre cada elemento de superficie dS , cuyo vector normal hacia fuera es \hat{n} , se define el vector tracción (T) como el límite de la fuerza superficial por unidad de área en un punto arbitrario cuando el área se convierte en infinitesimal (Ecuación 2.3). La tracción T es el esfuerzo total sobre una superficie:

$$T(\hat{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \left(\frac{F}{dS} \right) \quad (2.3)$$

En la ecuación 2.3 define el vector tracción el cual tiene la misma orientación que la fuerza y está en función del vector normal (\hat{n}) pues es dependiente de la orientación de la superficie. En la descripción de la Figura 2.7, el conjunto de fuerzas de superficie que inciden sobre un cubo se representa con tres vectores de tracción actuando sobre una cara o superficie perpendicular a un eje de coordenadas. Ahora, se define T^j como el vector tracción que incide sobre la superficie del cubo y cuyo vector normal está en la dirección \hat{e}_j , las componentes de los tres vectores de tracción se expresan como T^j_i , donde el índice (j) indica la superficie o la dirección de la normal a la cara del cubo y el índice inferior (i) indica la componente. Por ejemplo, si tenemos T^2_1 , indica que es la componente x_1 de la tracción sobre la superficie cuya normal es \hat{e}_2 (Figura 2.7) (Young y Budynas, 2002; Stein y Wyssession, 2003).

Matemáticamente, el tensor de esfuerzos (Ecuación 2.4) se define como un conjunto de nueve fuerzas superficiales agrupadas en una matriz de orden 3×3 cuyas filas son los tres vectores de

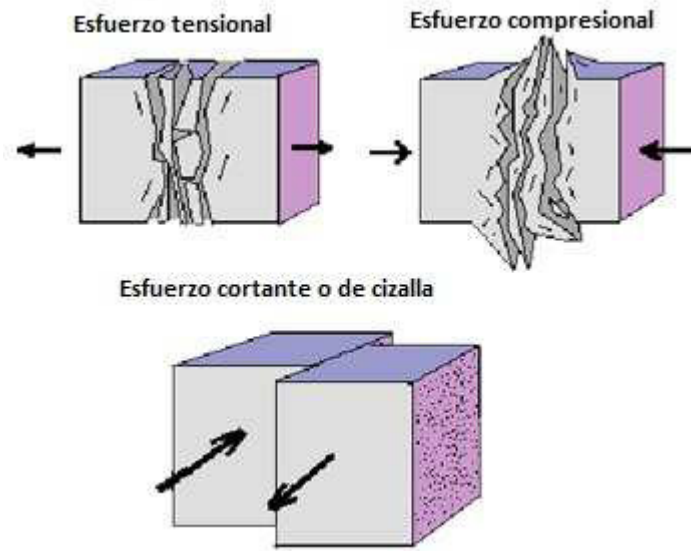


Figura 2.5: Tipos de esfuerzos. Fuente (USGS, mayo 2017).

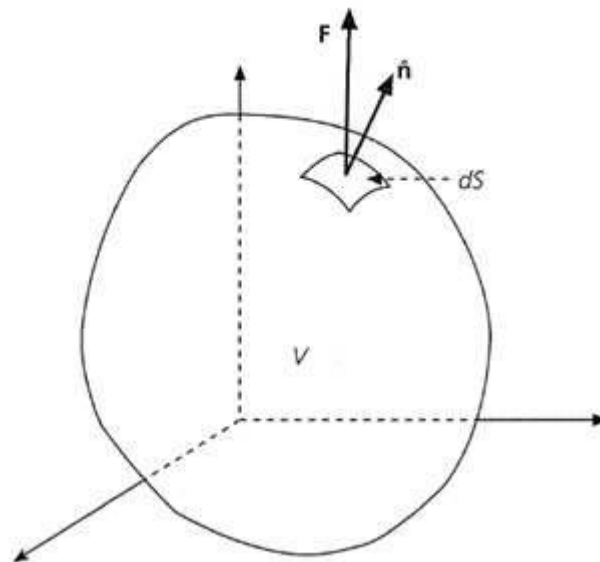


Figura 2.6: La fuerza superficial (F) sobre un elemento de volumen V , actúa sobre cada elemento de superficie dS cuyo vector normal \hat{n} apunta hacia afuera y perpendicular al plano o superficie. Fuente (Stein y Wyssession, 2003).

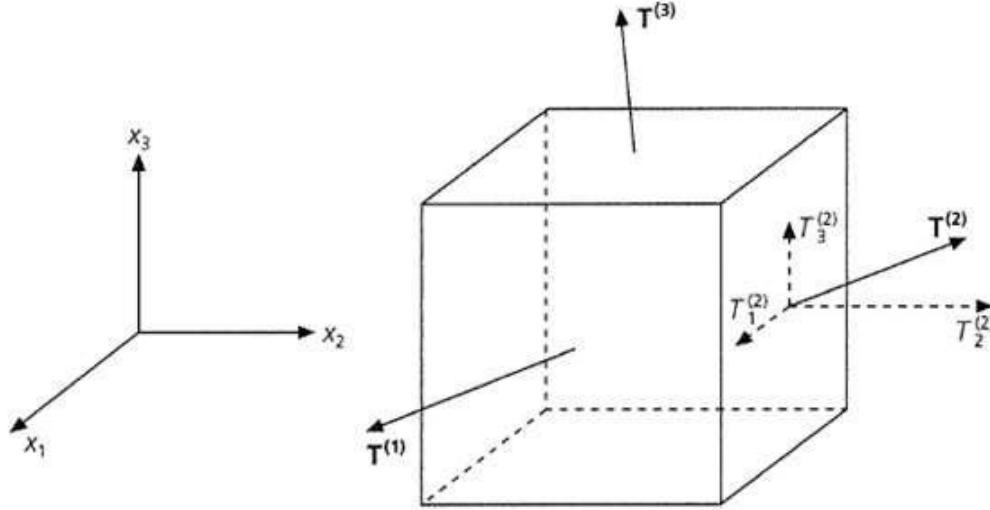


Figura 2.7: Vectores de tracción actuando sobre las tres caras de un cubo son perpendiculares a los ejes coordenados. Fuente (Stein y Wyssession, 2003).

tracción:

$$\delta_{ji} = \begin{vmatrix} \delta_{11} & \delta_{12} & \delta_{13} \\ \delta_{21} & \delta_{22} & \delta_{23} \\ \delta_{31} & \delta_{32} & \delta_{33} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} T^1 \\ T^2 \\ T^3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} T_1^1 & T_2^1 & T_3^1 \\ T_1^2 & T_2^2 & T_3^2 \\ T_1^3 & T_2^3 & T_3^3 \end{vmatrix} \quad (2.4)$$

El esfuerzo brinda la fuerza por unidad de área que el material en el exterior de la superficie ejerce sobre el material de adentro. De la Figura 2.7, se observa que las superficies están a lo largo de los ejes coordenados, por ello $\delta_{ji} = T_i^j$. En el objetivo de dar una mejor explicación y detalle, es conveniente escribir los ejes de coordenadas en la ecuación 2.4, por lo que el tensor de esfuerzos se denota en la ecuación 2.5 de la siguiente manera:

$$\delta_{ji} = \begin{vmatrix} \delta_{xx} & \delta_{xy} & \delta_{xz} \\ \delta_{yx} & \delta_{yy} & \delta_{yz} \\ \delta_{zx} & \delta_{zy} & \delta_{zz} \end{vmatrix} \quad (2.5)$$

La Figura 2.8 muestra las componentes de los esfuerzos positivos que intervienen sobre un cubo con caras perpendiculares a los ejes coordenados. δ_{ji} es la componente del esfuerzo que actúa en la dirección \hat{e}_i en la cara con normal hacia afuera en la dirección \hat{e}_j . Por ejemplo, en la cara con exterior normal $\hat{e}_3 = (0, 0, 1)$, δ_{33} es positivo en la dirección \hat{e}_3 y δ_{31} es positivo en la dirección de \hat{e}_1 . Como las tracciones tienen la forma $T_i = \delta_{3i}$, los esfuerzos δ_{33} y δ_{31} producen fuerzas en las direcciones x_3 y x_1 . Caso contrario es en la cara opuesta con normal hacia afuera $-\hat{e}_3 = (0, 0, -1)$, δ_{33} es positivo en la dirección $-x_3$ y δ_{31} es positivo en la dirección $-x_1$. Debido a ello, las tracciones son $T_i = -\delta_{3i}$, δ_{33} y δ_{31} son positivas produciendo fuerzas en las direcciones $-x_3$ y $-x_1$ (Stein y Wyssession, 2003).

Las tres componentes diagonales de la ecuación 2.4, δ_{11} , δ_{22} y δ_{33} , se conocen como esfuerzo normal (δ) ya que tiene una dirección perpendicular a la cara del material sobre la cual actúa;

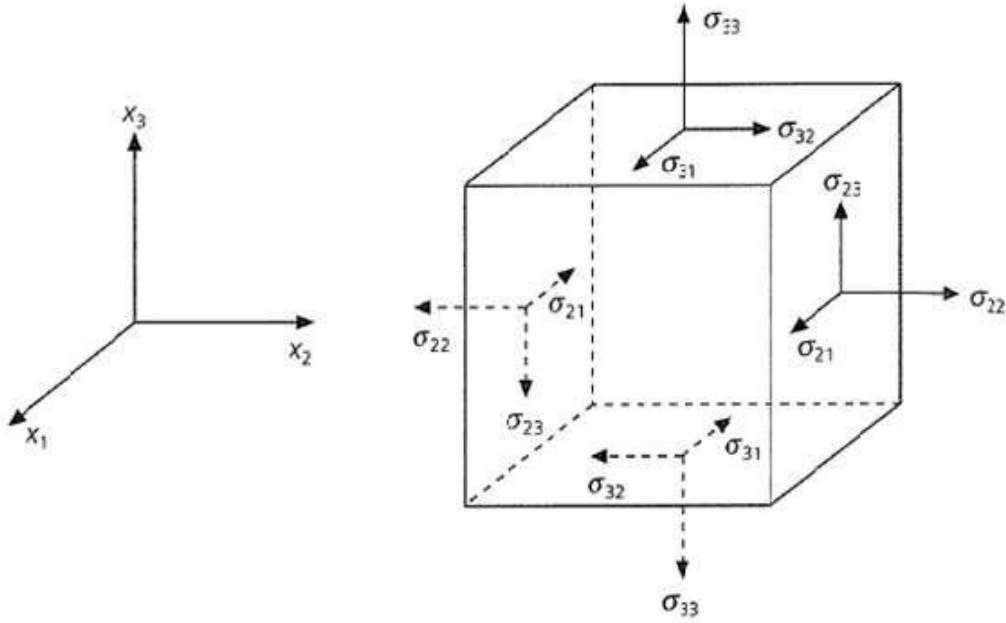


Figura 2.8: Direcciones de las componentes del tensor de esfuerzos para un volumen con caras perpendiculares a los ejes coordenados mostrados en la imagen izquierda. Fuente (Stein y Wyssession, 2003).

las otras seis componentes que no están ubicadas en la diagonal se denominan esfuerzo de corte o de cizallamiento (τ), tal como su nombre lo dice, tiende a cortar el elemento en una dirección tangente a la cara sobre la cual actúa. El vector tracción tiene dos componentes llamados tracción normal y tracción de cizallamiento (Stein y Wyssession, 2003; Fossen, 2015).

Una importante propiedad es que el tensor de esfuerzos es simétrico y se define mediante la ecuación 2.5, la cual implica que es un tensor invariante bajo una permutación de los argumentos de vector:

$$\delta_{ij} = \delta_{ji} \quad (2.6)$$

El esfuerzo normal presenta dos características, una es que puede ser un esfuerzo normal a la compresión (positivo) o compresional, representado por flechas convergente y un símbolo positivo, otro es que puede ser un esfuerzo normal a la tensión (negativo) o tensional, representado por dos flechas en direcciones opuestas y un símbolo negativo (Figura 2.10). El esfuerzo de corte o de cizalla puede ser dextral u horario. Son dextrales cuando la parte superior de la superficie es cortada hacia la derecha. En varias ocasiones, los esfuerzos de cizallamiento dextral son representados como falla dextral, identificado por dos flechas en direcciones opuestas, una encima de otra debajo de la superficie indicando que la parte superior se mueve hacia la derecha. Los esfuerzos de corte son sinestrales o antihorarios cuando la parte superior de la superficie es cortada hacia la izquierda, por flechas en dirección opuesta, los esfuerzos de cizalla sinistral se representan como una falla sinistral (Figura 2.10) (Stein y Wyssession, 2003; Fossen, 2015).

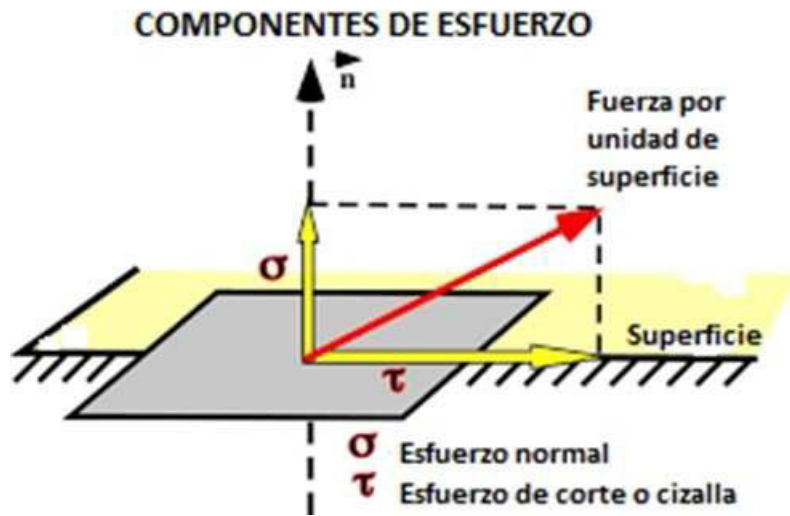


Figura 2.9: Componentes de esfuerzo normal y de corte aplicado sobre una superficie. El vector \vec{n} es el vector al plano y colineal al esfuerzo normal (δ). Adaptado (Fossen, 2015).

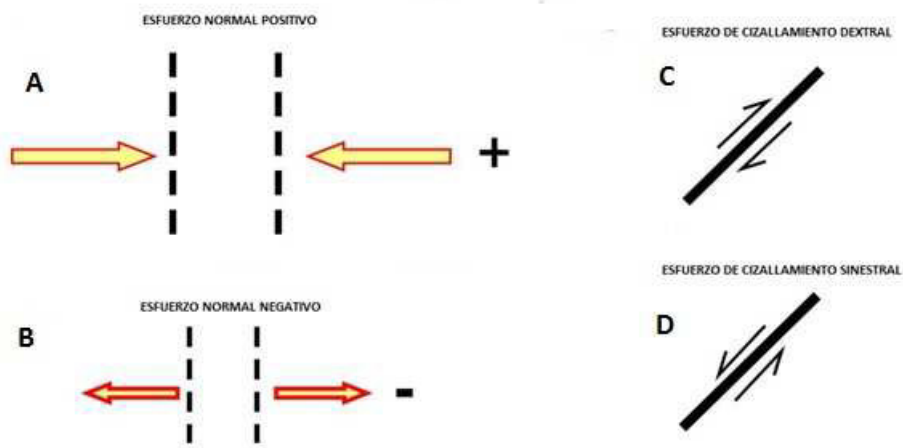


Figura 2.10: Vista en planta de tipos de esfuerzos y sus componentes para cada caso. A) Esfuerzo normal a la compresión en orientación positiva. B) Esfuerzo normal a la tensión en orientación negativa. C) Esfuerzo de cizallamiento dextral en sentido horario. D) Esfuerzo de cizallamiento sinistral en sentido antihorario. Adaptado (Fossen, 2015).

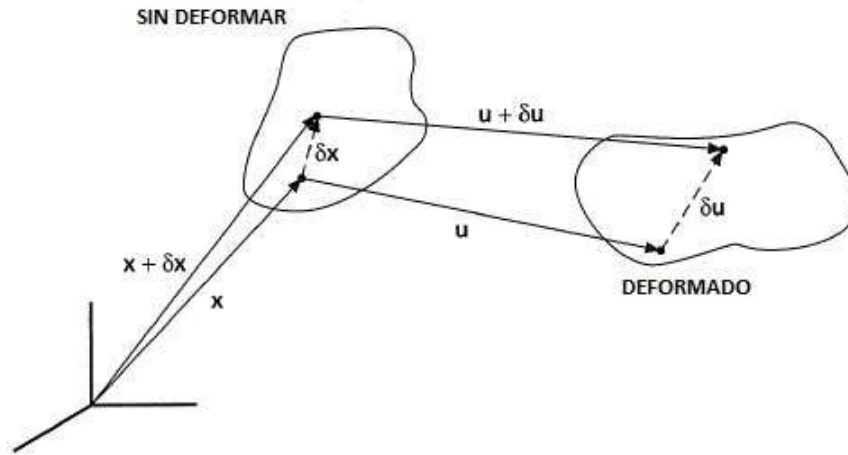


Figura 2.11: Deformación de un material debido al desplazamiento relativo δu entre dos puntos inicialmente separados por δx . Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).

2.1.3. Definición de deformación

Si se aplica esfuerzos a un material que no es rígido, los puntos dentro del material se moverán uno con respecto a otro y da como resultado un cambio de posición que define la deformación. El tensor de deformación describe la deformación resultante al movimiento diferencial dentro de un cuerpo (Figura 2.11) (Stein y Wyssession, 2003).

La Figura 2.11 muestra un cuerpo sólido dentro del cual se han producido desplazamientos $u(x)$. Si en las condiciones iniciales tenemos un punto en la posición x el cual es desplazado por u de tal manera que se ubica en la nueva posición $x + \delta x$ (Stein y Wyssession, 2003).

La deformación es el cambio de las estructuras geométricas internas a consecuencia de la interacción con un campo de esfuerzos aplicados en su superficie. Una deformación puede contar hasta con 4 componentes: rotación, traslación, distorsión y dilatación. La rotación y traslación producen cambios en la posición del cuerpo más no en su forma ni en su estructura geométrica interna, estas características son definidas como deformación de cuerpo rígido. La distorsión y la dilatación producen cambios en las estructuras geométricas internas, la dilatación no cambia la forma, pero si modifica las estructuras geométricas, en cambio, la distorsión cambia la forma del cuerpo y las estructuras geométricas internas. En estos dos últimos casos el material se comportaría como un cuerpo no rígido y se define como una deformación interna o también conocida como “strain” en la literatura científica inglesa (Lay y Wallace, 1995; Stein y Wyssession, 2003; Fossen, 2015).

La deformación de un cuerpo es la variación del tamaño y forma que ha experimentado durante la deformación. Existen dos tipos de deformación de un cuerpo u objeto las cuales pueden ser homogénea y heterogénea. La deformación es homogénea si los cambios de tamaño y forma son proporcionalmente iguales para cada segmento o parte del cuerpo y para el cuerpo como un todo, es decir, que las superficies planas permanecen planas, las rectas permanecen rectas, planos y líneas paralelas permanecen paralelos. La deformación es heterogénea si los cambios en tamaño y forma de las pequeñas partes del cuerpo son proporcionalmente diferentes, uno de otro, son diferentes en su conjunto. La deformación interna de un cuerpo puede ser frágil y dúctil. La deformación dúctil o plástica es cuando un cuerpo es sometido a esfuerzos hasta el punto que toma características plásticas, la deformación permanece y es irreversible, aunque los esfuerzos aplica-

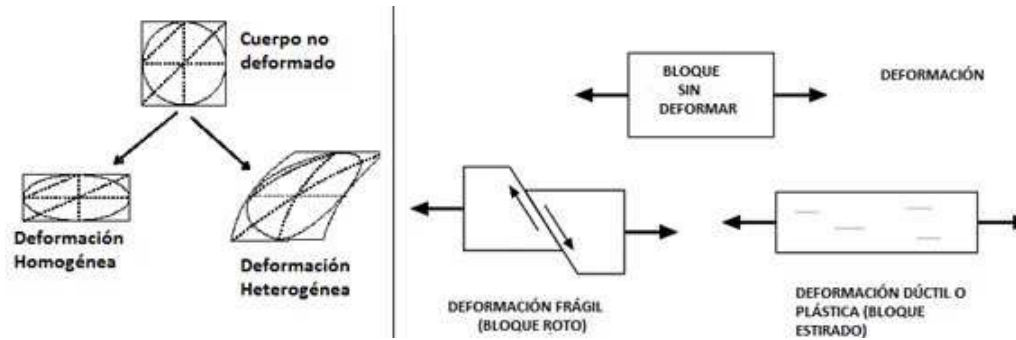


Figura 2.12: Clasificación de la deformación interna (Strain). La imagen izquierda muestra la deformación homogénea y heterogénea respectivamente. La imagen derecha muestra la deformación frágil y dúctil. Adaptado de (Fossen, 2015).

dos desaparezcán. La deformación frágil ocurre cuando el cuerpo se fractura a consecuencia de los esfuerzos, su estado final es irreversible (Figura 2.12) (Stein y Wyssession, 2003; Fossen, 2015).

2.1.4. Definición de mecanismos focales

El uso de mecanismos focales es de gran importancia para representar los procesos físicos que ocurren en el hipocentro del sismo, es decir en el punto interior de la tierra donde se inicia el movimiento sísmico y donde se encuentran diseminados los esfuerzos en la región focal. Este proceso físico se plantea como un problema inverso a partir de las observaciones y análisis de ondas generadas por sismos y que han sido registradas por varias estaciones distribuidas a nivel nacional y/o mundial (Bufo, 1994; Tavera, 1998). La representación gráfica de un mecanismo focal es una esfera que rodea la región hipocentral con regiones de color blanco y negro, estos colores muestran las direcciones donde las amplitudes de las ondas sísmicas pueden tener un valor positivo o negativo respectivamente (Figura 2.14) y este describe la dirección del deslizamiento en un sismo, la orientación de la falla (Figura 2.13) en la que se produce y la configuración de los esfuerzos tectónicos (Funvisis, mayo, 2017; Sipkin, 1994).

Para la construcción de un mecanismo focal existen distintos modelos que permiten representar la fuente sísmica, el más sencillo es el método de foco puntual que resume todos los procesos sísmicos que ocurren en el foco sísmico (Figura 2.13), este método considera la polaridad a partir de los signos del primer impulso de la onda P, en donde si el primer pulso de la onda registrada presenta un pulso hacia arriba es una compresión y si el pulso es hacia abajo es una dilatación o tensión. Un óptimo mecanismo focal depende de ciertos factores como, tener la cobertura del azimut de todas las direcciones de todas las estaciones que intervienen en el cálculo como su orientación respecto al patrón de radiación, la magnitud del evento sísmico y una correcta lectura de compresión y dilatación (Tavera, 1998; Stein y Wyssession, 2003).

La importancia del uso y/o aplicación de los mecanismos focales garantiza el modelado de cada evento sísmico pues da información del tipo de falla (Figura 2.14) sobre la cual se estudia (ver sección 2.1), nos ayuda a entender el marco sismotectónico y que junto a sus réplicas describe la sismicidad de la zona como sus alrededores. La zona de subducción de la región central del Perú, es netamente inversa en su totalidad y para la presente tesis al obtener cada mecanismo focal de cada evento se podrá realizar los modelos de transferencia de esfuerzos de Coulomb para fallas específicas, donde se requiere la orientación de la falla en función a los ángulos strike, dip y rake proporcionados por los mecanismos focales (Figura 2.13) y así analizar como los esfuerzos

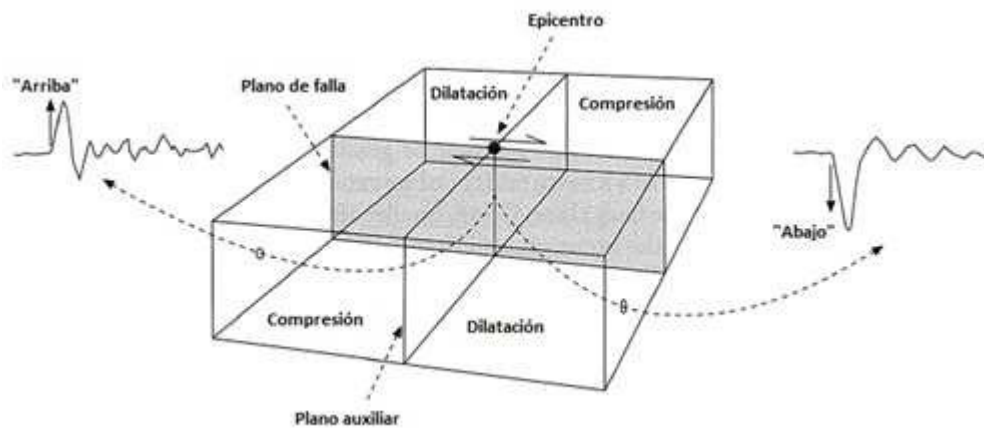


Figura 2.13: Relación de los primeros arribos y la geometría de la falla. Primeros movimientos de las ondas P observadas en los sismómetros situados en distintas direcciones en la región del sismo, esto proporciona la orientación de la falla. Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).

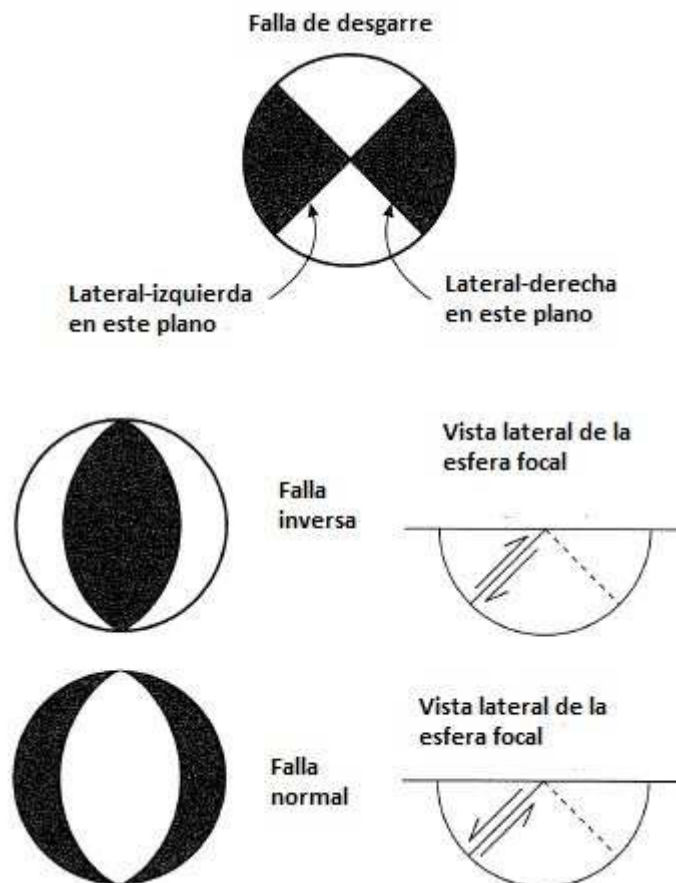


Figura 2.14: Mecanismos focales para sismos con distintas geometrías de fallas. El cuadrante compresional está en negro y el cuadrante de dilatación o tensional está en blanco. Adaptado (Stein y Wyssession, 2003).

van cambiando o migrando para cada evento sísmico, además de saber donde existen zonas de mayor acumulación de dichos esfuerzos (Álvarez, 2004; Buforn, 1994; Jarrín, 2015).

2.1.5. Criterio de falla o ruptura de Mohr-Coulomb

Los sismos están asociados con el proceso de ruptura de rocas a lo largo de fallas sometidas a esfuerzos en la corteza terrestre. Cuando los esfuerzos alcanzan un valor crítico que excede la resistencia de ruptura en las rocas, la energía acumulada por la deformación elástica disminuye poco a poco en forma de deformaciones anelásticas (deformación que no termina rápidamente al dejar de aplicar un esfuerzo de manera no permanente) en la zona del hipocentro o foco, como también de manera parcial se libera e irradia en forma de ondas sísmicas. El origen de los esfuerzos sobre la corteza terrestre puede ser de naturaleza tectónica o no, por ejemplo, la fuente de esfuerzos no tectónicos sobre la tierra es la carga gravitatoria, la orientación de este esfuerzo es vertical y es homogénea en profundidad; los esfuerzos de origen tectónico tienen una dirección horizontal y su procedencia viene de fuerzas inducidas por los movimientos de placas tectónicas. Existe una fuerte relación entre las propiedades del campo de esfuerzos y los procesos asociados a las fracturas de la corteza terrestre. Las fallas por cizallamiento son los tipos de fractura más común, este tipo de falla depende del campo de esfuerzos y de la dirección de las fallas activas con respecto a los esfuerzos. El vector deslizamiento para fallas por cizallamiento coincide con la dirección de los esfuerzos por cizallamiento actuando sobre la falla. Por ello, el tipo de falla, su orientación y la dirección del deslizamiento a lo largo de fallas activas son la fuente de información del campo de esfuerzos y sus variaciones espacial o lateral dentro de la corteza terrestre. Es por ello que se integra el diagrama de círculo de Mohr y los criterios de falla para definir la inestabilidad de fallas y fallas principales (Varycuk, 2015).

Las condiciones de Mohr se basan en la suposición de que la falla en función del esfuerzo mayor o máximo principal (σ_I) y del esfuerzo menor o mínimo principal (σ_{III}) y la forma envolvente de la ruptura. En lugar del esfuerzo normal en el plano (σ), el esfuerzo por cizallamiento en el plano (τ) que actúa sobre un plano de falla puede ser lineal o no lineal. Las condiciones de Coulomb se basan sobre una falla lineal para determinar la combinación de esfuerzos normal sobre el plano (σ), el esfuerzo por cizallamiento en el plano (τ) causará la ruptura en algún plano (Labuz y Zang, 2012).

El criterio de falla de Mohr-Coulomb consiste en un conjunto de ecuaciones lineales sobre el espacio de esfuerzos principales que explican las condiciones en la que un material isotrópico se logra fracturar debido al efecto de esfuerzos intermedios principales (σ_{II}) (Labuz y Zang, 2012). Al cumplirse el criterio de falla de Mohr-Coulomb, la falla se vuelve inestable dando lugar a la ruptura y produciéndose un sismo a lo largo de la falla (Varycuk, 2015). El criterio de falla de Mohr-Coulomb se puede escribir según la Ecuación 2.7:

$$\tau = S_o + \sigma \tan \varphi \quad (2.7)$$

Donde S_o es la fuerza de cizalladura, llamada también cohesión C , y φ es el ángulo de rozamiento interno, con el coeficiente de rozamiento interno $\mu = \tan \varphi$. La ecuación 2.7 se representa en la Figura 2.15 bajo el diagrama de Mohr como una línea inclinada al eje de esfuerzos normales (σ) por el ángulo φ (Labuz y Zang, 2012).

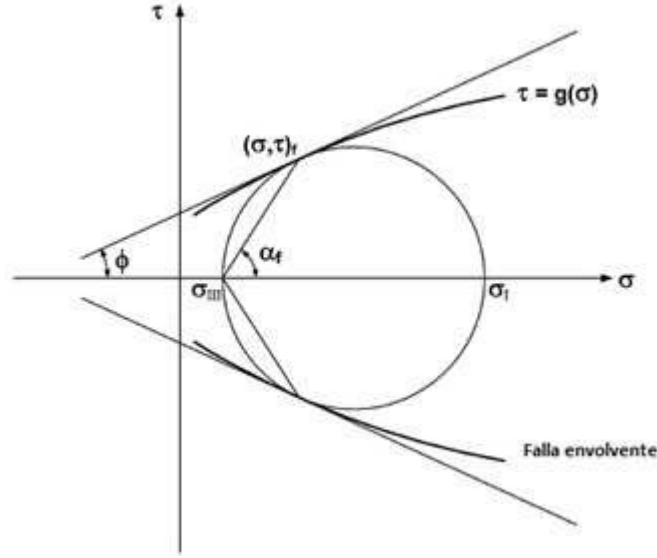


Figura 2.15: Diagrama de Mohr y falla envolvente. Adaptado (Labuz y Zang, 2012).

La ecuación 2.7 puede escribirse:

$\tau_c = C + \mu\sigma$ o equivalente

$$\tau_c = C + \mu(\sigma_n - p) \quad (2.8)$$

Donde en la ecuación 2.8 el esfuerzo de cizallamiento de ser mayor al valor de τ_c , calculado a partir de la cohesión, μ es la fricción de la falla y σ es el esfuerzo normal efectivo. σ_n es el esfuerzo normal y p es la presión de poro en la zona de ruptura. La fricción (μ) medida en laboratorio oscila entre los valores de 0.6-0.8. Cuanto mayor es el esfuerzo de cizalla, mayor es la inestabilidad de la falla y mayor es la susceptibilidad de la falla a activarse. Una falla susceptible a la ruptura se llama falla principal la cual se define por el punto de contacto entre el criterio de falla de Mohr-Coulomb y el diagrama circular de Mohr (Varycuk, 2015).

Utilizando relaciones trigonométricas, la construcción de un círculo de Mohr tangente a la línea se observa en la siguiente Figura 2.15:

La ecuación 2.7 se puede escribir en términos de los esfuerzos principales:

$$(\sigma_I - \sigma_{III}) = (\sigma_I + \sigma_{III})\sin\varphi + 2S_o\cos\varphi \quad (2.9)$$

De esta manera, el criterio de falla Mohr se puede expresar:

$$\tau_m = f(\sigma_m) \quad (2.10)$$

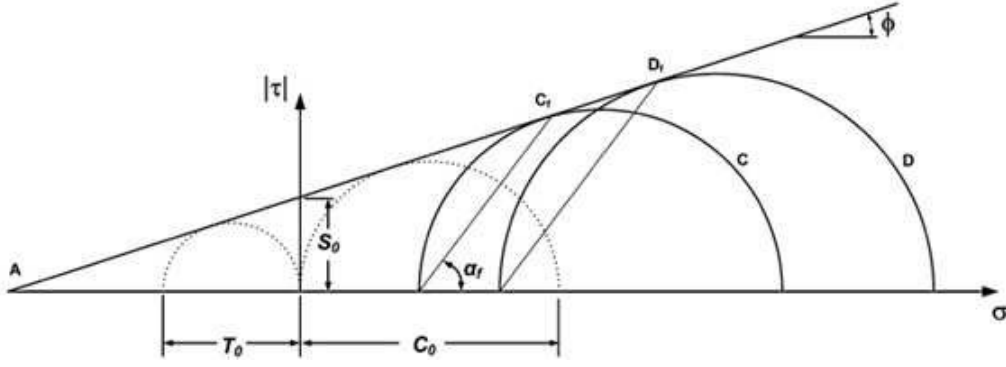


Figura 2.16: Criterio de falla envolvente lineal en el diagrama de Mohr-Coulomb. La forma de la superficie de falla en el espacio de esfuerzo principal depende de la forma del criterio de falla, las funciones lineales se representan como planos y las no lineales como curvas. Fuente (Labuz y Zang, 2012).

Donde $\tau_m = (\sigma_I - \sigma_{III})/2$, $\sigma_m = (\sigma_I + \sigma_{III})/2$. De la relación dada por la ecuación 2.10, el criterio de Mohr puede construirse sobre el plano σ, τ descrita en la Figura 2.17. El diámetro del círculo es $(\sigma_I - \sigma_{III})$, tangente a la ruptura envolvente, $\tau = g(\sigma)$. En la ecuación 2.7, el criterio de Coulomb es igual al del criterio lineal envolvente de Mohr (Labuz y Zang, 2012).

La afirmación que el punto de tangencia del círculo de esfuerzos con la ruptura envolvente, construido en el diagrama de Mohr, representa los esfuerzos normales y de cizalla $(\tau, \tau)_f$ sobre el plano de falla con una inclinación normal a σ_I en un ángulo α_f . El criterio de Mohr aprueba una forma de curva sobre la falla, este es un comportamiento no lineal manifestado por muchos tipos de rocas (Labuz y Zang, 2012).

De esta manera, el criterio de Mohr-Coulomb puede escribirse en función de los esfuerzos principales σ_1, σ_2 y σ_3 :

$$\pm \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} = a \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} + b, \pm \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2} = a \frac{\sigma_2 + \sigma_3}{2} + b, \pm \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} = a \frac{\sigma_3 + \sigma_1}{2} + b \quad (2.11)$$

Donde $a = \frac{m-1}{m+1}$, $m = \frac{C_o}{T_o} = \frac{1+\sin\varphi}{1-\sin\varphi}$, $b = \frac{1}{m+1}$, $C_o = \frac{m}{m+1}$, $T_o = \frac{C_o}{2}(1 - \sin\varphi)$, el valor de a varía entre $0 \leq a < 1$. T_o es la resistencia a la tracción (esfuerzo) uniaxial de Mohr-Coulomb, más bien, se mide una resistencia (T) mucho menor ($\sigma_I = 0$, $\sigma_{III} = -T$), siendo el plano de falla normal a σ_{III} . C_o es la fuerza teórica de compresión uniaxial de Mohr-Coulomb (Figura 2.16) (Labuz y Zang, 2012).

En la Figura 2.16 se considera la transformación de los esfuerzos principales respecto a la deformación $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ mediante el diagrama de Mohr (σ, τ) . Cada punto de la superficie de la falla en el espacio del esfuerzo principal corresponde al círculo de Mohr tangente a la falla envolvente (Figura 2.16). Los puntos D y C pueden ser considerados como extremos de la variación de esfuerzos intermedios, y los esfuerzos normales y de cizallamiento correspondientes a la falla están dadas por los puntos D_f y C_f (Labuz y Zang, 2012).

2.2. Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb

2.2.1. Criterio de ruptura de Coulomb

El criterio de ruptura de Coulomb requiere que los esfuerzos normales y de cizalla sobre el plano de rotura cumplan condiciones semejantes a aquellas de la fricción sobre un plano de rotura pre-existente. Este criterio es adecuado para fallas, superficies de ruptura pre-existentes con condiciones de fricción características (Álvarez, 2004; King et al., 1994).

En el criterio de ruptura de Coulomb, la ruptura ocurre en un plano cuando el esfuerzo de Coulomb σ_f excede un valor específico:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p) \quad (2.12)$$

Donde τ_β es el esfuerzo de corte o cizalla en el plano de falla, σ_β es el esfuerzo normal, p es la presión del fluido, y μ es el coeficiente de fricción. El valor de τ_β debe ser siempre positivo para la ecuación 2.12 más en los procesos habituales de resolución de esfuerzos en un plano pueden dar ambos valores en función si la potencia de deslizamiento es hacia la derecha o izquierda. Es fundamental que el signo de τ_β sea elegido apropiadamente (Figura 2.19) (King et. al., 1994).

Si el plano de falla está orientado en β al eje σ_1 , los componentes de esfuerzos pueden aplicarse en términos de los esfuerzos principales:

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (2.13)$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\beta \quad (2.14)$$

Donde σ_1 es el esfuerzo máximo principal y σ_3 es el esfuerzo mínimo principal. La ecuación (2.12) cambia en:

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu p \quad (2.15)$$

Diferenciando la ecuación (2.16) como una función de β , se obtiene que el esfuerzo máximo de Coulomb σ_f^{max} ocurre cuando:

$$\tan 2\beta = \frac{1}{\mu} \quad (2.16)$$

La presión del fluido modifica el esfuerzo principal efectivo sobre el plano de falla, según la ecuación (2.12). Cuando el esfuerzo sobre la roca es transferido rápidamente que la presión del fluido puede cambiar a través del flujo, p puede estar relacionado con el esfuerzo de confinamiento en la roca por el coeficiente de Skempton B , donde B varía entre 0 y 1. La ecuación (2.15) y las ecuaciones antes enunciadas pueden reescribirse sobre la suposición que σ_β representa el esfuerzo de confinamiento, así como el esfuerzo normal en el plano:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu' \sigma_\beta \quad (2.17)$$

Donde el coeficiente de fricción efectiva está definido por:

$$\mu' = \mu(1 - B) \quad (2.18)$$

A continuación, se presenta 3 casos: donde la condición de ruptura es intrínsecamente bidimensional en el primer y segundo caso, con un esfuerzo intermedio (σ_2) no interactuando en ninguna parte, por ejemplo, usado en el sismo de Landers de 1992 por King et al., 1994. El tercer caso es tridimensional donde solo es necesario determinar la orientación del plano de los esfuerzos mayor y menor en un sistema de coordenadas apropiado y aplicar las condiciones de ruptura en ese plano, por ejemplo, se estudia las fallas tipo strike-slip y dip-slip. En el caso de esta tesis, en la zona de subducción de la región central del Perú se aplicará el tercer caso y específicamente para fallas de tipo dip-slip.

2.2.2. Caso Bidimensional: Transferencia de esfuerzos de Coulomb en fallas de orientación específica.

En el sistema de ejes coordenados x e y y los desplazamientos de la falla son horizontales, y los planos de falla son verticales (conteniendo la dirección z), los esfuerzos sobre el plano en un ángulo ψ desde el eje x (Fig. 2.17) están dados por:

$$\begin{aligned} \sigma_{11} &= \sigma_{xx} \cos^2 \psi + 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \sin^2 \psi \\ \sigma_{33} &= \sigma_{xx} \sin^2 \psi - 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \cos^2 \psi \\ \tau_{13} &= \frac{1}{2}(\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2\psi + \tau_{xy} \cos 2\psi \end{aligned} \quad (2.19)$$

La transferencia de esfuerzos de Coulomb para el movimientos σ_f^R lateral-derecho y σ_f^L lateral-izquierdo en los planos orientados en ψ con respecto al eje x se puede escribir de la siguiente manera:

$$\sigma_f^R = \tau_{13}^R + \mu' \sigma_{33} \quad (2.20)$$

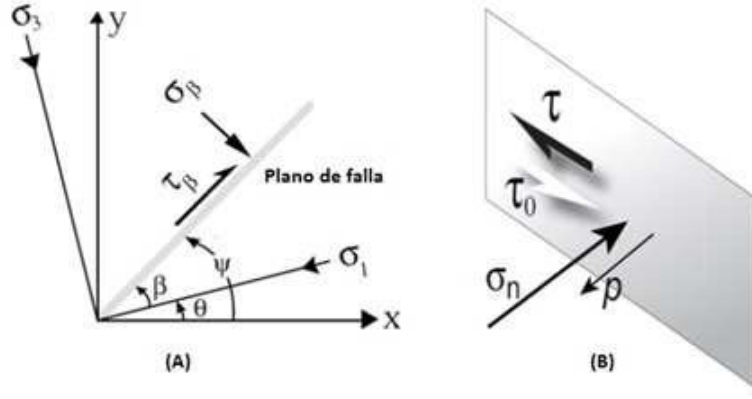


Figura 2.17: (A). Sistema de ejes utilizados en el desarrollo del modelo de transferencia de Coulomb. La compresión y los esfuerzos de cizalla lateral-derecha se toman como positivos. El signo del esfuerzo de cizalla está reservado para cálculos de fallas de Coulomb lateral-derecha sobre planos de fallas específicas. Adaptado (King et al., 1994). (B). Fuerzas principales que actúan sobre el plano de falla, donde τ es el esfuerzo de cizalla, σ_n es el esfuerzo normal al plano, τ_0 es la adición de la cohesión y la resistencia de fricción al cizallamiento, y p es la presión de fluidos. Fuente (Mayorga, 2016).

$$\sigma_f^L = \tau_{13}^L + \mu' \sigma_{33} \quad (2.21)$$

El signo de τ_{13} de la ecuación (2.19) no cambia para el deslizamiento lateral-derecho τ_{13}^R en la ecuación (2.20) y se invierte en el signo para el deslizamiento lateral-izquierdo en τ_{13}^L en la ecuación (2.21).

Para conocer la variación de los esfuerzos debido al movimiento de una falla tectónica en otra, se necesita conocer el movimiento de la primera falla y la orientación de la segunda. En ninguno de los casos se calcula los esfuerzos reales sobre el plano de falla, sino la variación de dichos esfuerzos. Estos cálculos son independientes del estado de esfuerzos absolutos para una falla y ayudan a conocer la variación de éstos sobre la falla. Cuando se observa un cambio positivo del esfuerzo de Coulomb la falla se verá alejada de su ruptura, por ello es importante la selección del signo de τ_{13} en función del tipo de falla (Mayorga, 2016).

2.2.3. Caso Bidimensional: Transferencia de esfuerzos de Coulomb en fallas óptimamente orientadas.

Si las orientaciones de las superficies de ruptura no son conocidas notoriamente a fin de realizar un estudio específico del dominio de la transferencia de esfuerzos sobre la sismicidad de la región de estudio, es habitual el uso de la transferencia de esfuerzos de Coulomb sobre planos orientados de manera óptima a los esfuerzos regionales. Esto implica que existe una cantidad suficiente de fallas pequeñas en todas las direcciones del espacio y que aquellas orientadas óptimamente en razón a los esfuerzos serán las que deslizarán y provocarán réplicas al sismo principal. Después de un sismo principal, las direcciones óptimas se determinan no sólo por el

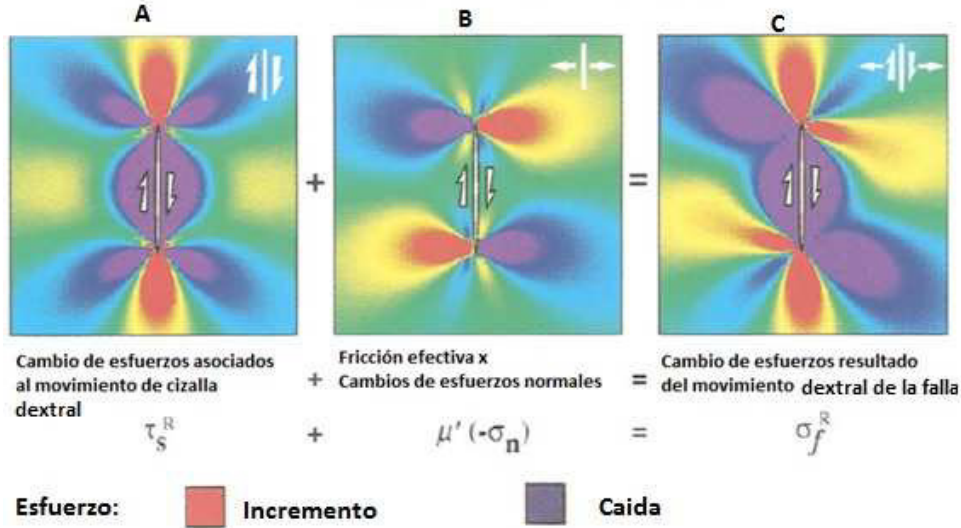


Figura 2.18: Transferencias de esfuerzos de Coulomb sobre fallas paralelas. El color rojo el incremento de esfuerzos de Coulomb mientras el morado implica caída de esfuerzos. Los paneles indican una vista en planta de la falla vertical de rumbo (strike-slip) en un semi espacio elástico. Modificado de King et al. (1994).

cambio de esfuerzos debido a ese sismo σ_{ij}^q , sino también por los esfuerzos regionales preexistentes σ_{ij}^r y para dar un esfuerzo total σ_{ij}^t (Mayorga, 2016).

$$\sigma_{ij}^t = \sigma_{ij}^r + \sigma_{ij}^q \quad (2.22)$$

La orientación de los ejes principales resultantes del esfuerzo total se obtiene:

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2\sigma_{xy}^t}{\sigma_{xx}^t - \sigma_{yy}^t} \right) \quad (2.23)$$

Donde θ será la orientación de uno de los ejes principales (Fig. 2.17), siendo el otro eje principal $\theta \pm 90^\circ$. De las dos direcciones una corresponde a la máxima compresión, θ_1 , por lo que la orientación del plano de ruptura óptima será $\psi_o = \theta_1 + \beta$. Para obtener la variación de esfuerzos de cizalla y normales sobre estos planos se realizan los mismos cálculos que para orientaciones conocidas, es decir, usando únicamente los esfuerzos debidos al sismo (Mayorga, 2016).

$$\begin{aligned} \sigma_{33} &= \sigma_{xx}^q \sin^2 \psi_o - 2\sigma_{xy}^q \sin \psi_o \cos \psi_o + \sigma_{yy}^q \cos^2 \psi_o \\ \tau_{13} &= \frac{1}{2} (\sigma_{yy}^q - \sigma_{xx}^q) \sin 2\psi_o + \tau_{xy}^q \cos 2\psi_o \end{aligned} \quad (2.24)$$

Y la transferencia de esfuerzos de Coulomb por (Figura 2.19):

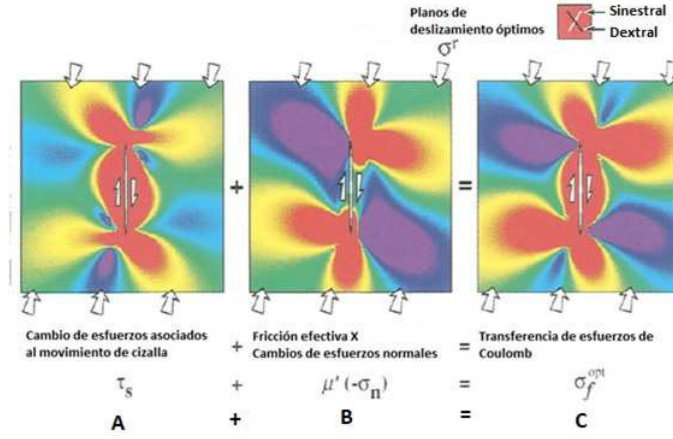


Figura 2.19: Transferencia de esfuerzos de Coulomb sobre planos de ruptura óptimamente orientados. La imagen A (indica el cambio de esfuerzos asociados al movimiento de cizalla) sumado a la imagen B (la cual indica la fricción efectiva multiplicada por el cambio de esfuerzo en la dirección normal al plano de ruptura) da como resultado la imagen C (que describe la transferencia de esfuerzos de Coulomb visto análogamente en la ecuación 2.11). Modificado de King et al. (1994).

$$\sigma_f^{opt} = \tau_{13} - \mu' \sigma_{33} \quad (2.25)$$

La ecuación anterior permite obtener dos planos de ruptura óptimas que corresponden a cizallas de forma dextral y sinistral. En las ecuaciones anteriores se ha calculado la transferencia de esfuerzos de Coulomb en los planos que son óptimos después del sismo. Las orientaciones óptimas son resultado de los esfuerzos totales después del sismo y los cambios de esfuerzos de Coulomb causados por los cambios de esfuerzos del on determinados en estos planos.

2.2.4. Caso Tridimensional: Condiciones Strike-Slip y Dip-Slip

Se ha visto en los casos anteriores que las soluciones solo consideran sólo fallas verticales (tipo strike-slip, por ejemplo, la falla de San Andrés), lo que implica que los esfuerzos en las componentes $\sigma_{zz}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}$ podrían ser despreciados. Si se conocen todas las componentes de los esfuerzos regionales puesto que en las secciones anteriores se trabaja en casos bidimensionales donde no se conoce claramente la orientación de las superficies de ruptura, se puede calcular la orientación y las magnitudes de los esfuerzos principales. Estos pueden usarse para calcular la orientación del plano que contiene σ_1 y σ_3 , y por lo tanto se pueden encontrar las orientaciones óptimas de los planos de deslizamiento y la transferencia de esfuerzos de Coulomb (King et al., 1994).

Mientras las componentes del esfuerzo regional σ_{xz}^r y σ_{yz}^r pueden ser ignoradas, la magnitud del esfuerzo vertical σ_{zz}^r relativo al esfuerzo regional horizontal $\sigma_{yy}^r, \sigma_{xx}^r$ y σ_{xy}^r no puede ser ignorado. El valor de los esfuerzos horizontales y verticales determinan si los eventos son de tipo strike-slip o dip-slip, y esto puede alterar la forma de distribución de la transferencia de esfuerzos de Coulomb. Mientras que en el caso bidimensional sólo es importante la orientación del esfuerzo regional, ya que permite determinar los cambios de esfuerzos en fallas de tipo desgarre o rumbo en función al movimiento y/o orientación sinistral o dextral de la falla. Para el caso

tridimensional es importante la relación entre los esfuerzos verticales y horizontales, pues ello determina si se produce una falla de tipo strike-slip o dip-slip (King et al., 1994).

La información directa sobre el valor de los esfuerzos no está disponible y varía con la profundidad, por lo cual se adopta estrategias alternas como la selección de esfuerzos correspondientes tales que los cálculos predigan los mecanismos del sismo observado, otra estrategia consiste en determinar las orientaciones probables a priori y que determinan de manera directa la transferencia de esfuerzos de Coulomb sobre ellas. Los mecanismos focales son la mejor guía para calcular el cálculo de los esfuerzos y las orientaciones de falla, en la práctica estas dos posibilidades son diferentes. En conclusión, donde dos esfuerzos principales tienen un valor casi igual, la distribución de la transferencia de esfuerzos de Coulomb son similares para fallas de tipo strike-slip y dip-slip (King et al., 1994).

Para este estudio se utilizará la sección 2.23, el caso de condición de falla tipo dip-slip (caso tridimensional) que es el caso de fallas tipo normales en la zona de subducción de la región central del Perú y se usará los parámetros de los mecanismos focales para saber la orientación de este tipo de falla (ver sección 2.1.4). Y asimismo, conocer los esfuerzos horizontales (cizalla) como verticales (normales) a fin de calcular la transferencia de esfuerzos de Coulomb.

2.3. El ciclo sísmico

La propuesta del sismólogo Henry Fielding Reid para el ciclo sísmico ocurrió posterior al sismo de San Francisco de 1906, sus investigaciones para este evento le permitieron proponer la teoría del rebote elástico, en la cual los esfuerzos y la deformación aumentan gradualmente y luego son liberados durante un sismo a lo largo de una falla tectónica. La propuesta de este modelo es el movimiento continuo a lo largo de los límites entre las placas superficiales de la tierra. El rozamiento en la zona de contacto de placas causa la acumulación de esfuerzos durante periodos largos de tiempo (Quiroz, 2016; Shearer, 2009).

El concepto de ciclo sísmico se define en la verificación que los sismos de gran relevancia (magnitud > 6.0) van a reincidir en periodos regulares sobre un mismo lugar. Este ciclo sísmico considera la acumulación y la relajación de los esfuerzos, que suelen repetirse de manera similar más no identifica a cada ciclo sísmico. Para estudiar el ciclo sísmico se necesita las escalas de tiempo y espacio (Figura 2.20), el espacio para reconocer el área sísmica expuesta por un sismo en particular y el tiempo para especificar las etapas de la deformación de la zona dentro del ciclo sísmico y diagnosticar el tiempo de recurrencia de los sismos mayores en la región de estudio (Ruegg, 1994).

Existen tres fases características que caracterizan y/o definen el ciclo sísmico:

Fase inter-sísmica

Esta fase ocupa más del 90 % de la duración del ciclo sísmico y está caracterizada por la acumulación de esfuerzos en la zona de contacto de placas producido por el alto coeficiente en rozamiento y/o fricción en la superficie de contacto y por la continua convergencia de las placas. Asumiendo que la deformación en la corteza es elástica y lineal, los esfuerzos acumulados se transforman en deformación elástica sobre una zona sismogénica, la superficie de contacto permanece bloqueada y no puede deslizarse. Esta fase es el tiempo entre dos grandes sismos sobre la región. (Figura 2.20) (Quiroz, 2016; Ruegg, 1994; Jarrín, 2015).

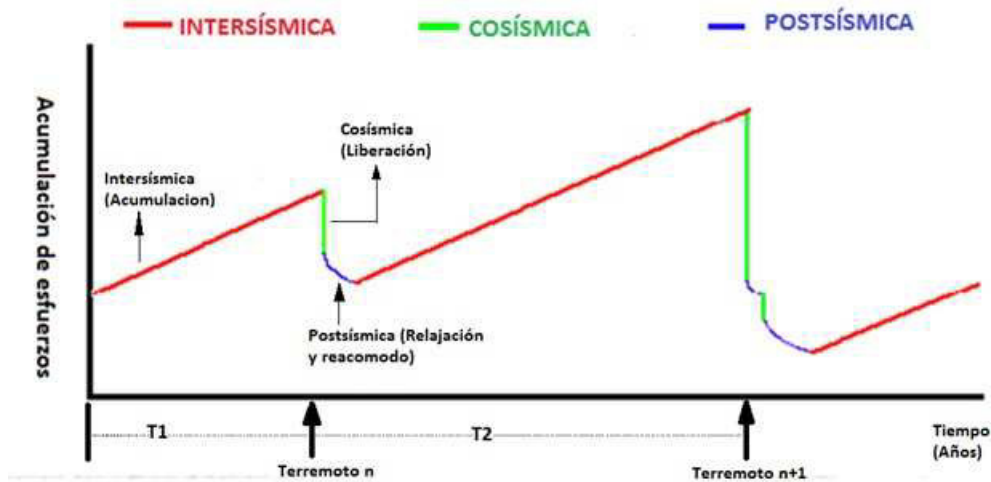


Figura 2.20: Esquema conceptual del ciclo sísmico. Se observa la acumulación a lo largo del tiempo, los cuales se incrementan durante la fase intersísmica y decaen en la fase co-sísmica. Las tres fases están representadas en colores, el color rojo representa la fase intersísmica, el verde es la fase co-sísmica y la azul la fase post-sísmica (Adaptado de Quiroz, 2016).

Fase co-sísmica:

Esta fase corresponde al relajamiento de los esfuerzos acumulados en la zona de ruptura. Durante esta fase los esfuerzos y deformación elástica acumulados durante la fase intersísmica se liberan súbitamente, por ende, su duración es de pocos segundos o minutos (dependiendo del tamaño del sismo) produce deformaciones en la superficie de la tierra en toda la región del epicentro, además genera ondas sísmicas que viajan a través de la tierra (Figura 2.20) (Quiroz, 2016; Ruegg, 1994; Jarrín, 2015).

Fase post-sísmica:

Esta fase corresponde al periodo de réplicas posteriores al sismo principal y en términos de deformación de la corteza, se suscitan fenómenos de relajación viscosa de reacomodo en la región de la fuente sísmica sujeta a la caída de esfuerzos. La deformación superficial manifiesta un cambio en función del mecanismo que lo gobierna, en el caso que exista un postdeslizamiento, la deformación mantiene la misma dirección de la deformación co-sísmica, con una menor magnitud y rapidez, localizándose en los límites y alrededores del área de ruptura de la falla (Figura 2.20) (Quiroz, 2016; Ruegg, 1994; Jarrín, 2015).

Deslizamientos lentos

Adicionalmente a las definiciones del ciclo sísmico, es pertinente mencionar los eventos de deslizamiento lento conocidos en inglés como “slow slip event” o también como sismos “silenciosos”, son eventos de deslizamiento por cizallamiento y que son de larga duración en la zona de subducción y son los responsables de la generación de sismos lentos. Los sismos silenciosos son un signo que, en parte, los esfuerzos tectónicos están siendo atenuados por el deslizamiento lento, estos eventos de deslizamiento lento suelen suscitarse debajo del área de la interfaz de la placa que está acoplada y la construcción de esfuerzos para ser desencadenados en futuros sismos. Estos deslizamientos lentos pueden durar desde algunos días hasta varios meses y de

acuerdo a evidencias parecen presentar periodos de recurrencia, es por ello que se definen como “lentos”. En la región oeste de Norte América está la región llamada Cascadia, en esta región, el período de retorno de los eventos de deslizamiento lento es de aproximadamente 15 meses, siendo variable a lo largo de la zona de subducción. El desplazamiento del evento de deslizamiento lento se propaga a lo largo del ángulo strike en la zona de subducción a velocidad de 5-10 km/día en los sismos lento en la región de Cascadia. En Nueva Zelandia, Cascadia, Japón, México, Perú, etc, los científicos han logrado detectar estos eventos de deslizamientos lentos gracias a los sistemas de posicionamiento global (GPS) que logran detectar los cambios milimétricos en los movimientos de la corteza terrestre, estos GPS demostraron que estos sismos silenciosos ocurren en la zona de contacto de las placas y van cambiando y alterando los esfuerzos acumulados en las zonas de subducción (GNS, junio 2017; Beroza e Ide, 2011; Ruegg, 1994).

Marco Metodológico

3.1. Introducción

La metodología de esta tesis, consiste en la recopilación de información de los parámetros focales de cada evento sísmico de gran magnitud ($M_w \geq 8.0$) ocurridos en la zona de subducción de la región central de Perú de los años 1940, 1966, 1970, 1974, 1996 y 2007. Para dicha recopilación se ha usado información de los catálogos sismológicos como el NEIC (National Earthquake Information Center) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), del Global CMT (Global Centroid Moment Tensor) y por último información de artículos de investigación de distintos investigadores mencionados en las referencias bibliográficas.

Para el cálculo de la Transferencia de Esfuerzos de Coulomb de cada evento sísmico se ha utilizado el software Coulomb 3.3 desarrollado por Toda et al. (2011), el cual trabaja con las ecuaciones de Okada (1992) para un espacio semi-elástico e isotrópico a fin de obtener la deformación. En primer lugar se define la zona de estudio, considerando coherentemente el epicentro y las unidades geodinámicas que intervienen en ellas, a fin de establecer los esfuerzos causados por el deslizamiento de las fallas. En segundo lugar, es necesario definir la geometría del plano de ruptura en función de la distribución de las réplicas en los primeros días luego del evento principal tomando en cuenta el tipo de falla sobre la cual se trabaja, así mismo se ha considerado discretizar los planos de ruptura en varias subfuentes con distintas dislocaciones, a fin de mejorar y llegar a resultados más óptimos.

Se ha modificado el código fuente del software Coulomb 3.3 y se ha puesto en reemplazo las ecuaciones de escalamiento de Papazachos et al. (2004) ya que el software utiliza las ecuaciones de escalamiento propuestas por Wells y Coppersmith (1994), ello se hace con el fin de mejorar y verificar las longitudes de ruptura propuestas por (Dorbath et al., 1990; Kanamori, 1977) los cuales proporcionan valores cercanos y corroboran los propuestos por (Dorbath et al., 1990; Kanamori, 1977). Para el caso del evento sísmico del 15 de agosto de 2007, por ser el último y reciente evento de gran magnitud se considera como fuente de datos los catálogos sismológicos mencionados al inicio y asimismo los propuestos por (Tavera y Bernal, 2008; Biggs et al., 2008; Jiménez et al., 2012; Lay et al., 2010, entre otros).

Para la validación de los resultados se lleva a la correlación cuantitativa la transferencia de esfuerzos de Coulomb, tomando en cuenta las réplicas de cada evento sísmico. Asimismo, se va a utilizar el mapa de isosistas a fin de observar espacialmente las intensidades macrosísmicas con la extensión de propagación de los esfuerzos de cada evento sísmico.

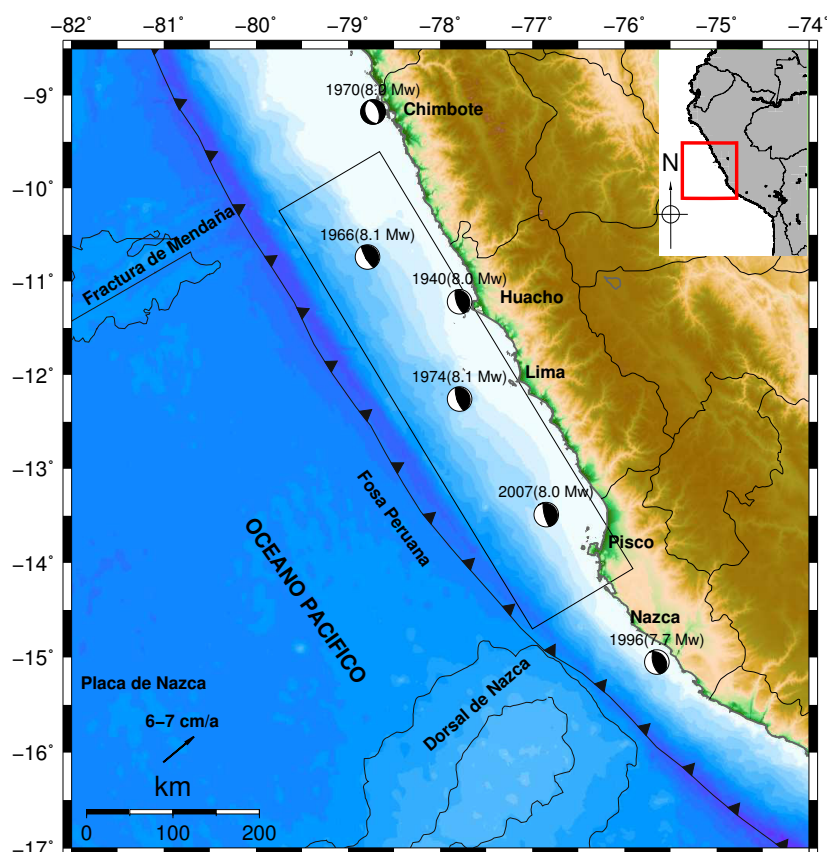


Figura 3.1: Mapa de la zona de subducción de la región central del Perú. Se muestran los mecanismos focales de los 6 eventos sísmicos incluido el año y magnitud momento. Se puede observar que todos los eventos corresponden a una ruptura de tipo inverso, salvo el evento de 1970 el cual es una falla de tipo normal. Además se observa el área de ruptura propuesto por Jiménez (2015) para el sismo de 1746 donde abarcan 4 de los 6 sismos en estudio.

3.2. Características y parámetros de ruptura de los sismos en estudio

Como ya se mencionó en el capítulo 1, la zona de subducción de la región central de Perú es sísmicamente activa. En esta tesis se han seleccionado 4 sismos de magnitud mayor a 8.0 Mw, ocurridos desde 1940 hasta el 2007 debido a que son los únicos sismos de gran magnitud instrumentalmente registrados hasta la fecha en la región central del Perú.

A lo largo de la fosa peruana la zona de subducción central de Perú está segmentada entre los 9° y los 15° latitud sur. Esta zona tiene gran relevancia pues es capaz de generar grandes sismos interplacas. Este segmento de la placa descendente de Nazca está delimitado al norte por la fractura de Mendaña y al sur por la Dorsal de Nazca. Los grandes sismos en la costa central del Perú son complejos debido a las dimensiones del área de ruptura ($L > 100$ km), localización de zonas epicentrales y el tiempo, se producen principalmente en dos zonas, la primera con actividad sísmica superficial menor a los 60 km de profundidad y la segunda paralela al eje de la fosa peruana (Beck y Ruff, 1989; Dewey y Spence, 1979; Dorbath et al., 1990).

La Figura 3.1 muestra los mecanismos focales de cada evento sísmico en estudio, con fallas

de tipo inverso salvo el evento sísmico de 1970 con falla normal. Se considera el evento de 1970, puesto que tuvo una naturaleza dual en su mecanismo focal, con profundidades diferentes. En los primeros 40 s, el evento tuvo un mecanismo focal de falla normal (strike 340° dip 53° y rake -90°) y una profundidad de 50 km. Después de 40 s, el mecanismo focal es de falla inversa (strike 340° dip 50° y rake 90°) a una profundidad de 30 km. El ángulo de buzamiento es muy inclinado, esto indicaría que efectivamente el sismo de 1970 es intraplaca a pesar de tener una naturaleza dual en su mecanismo focal (Beck y Ruff, 1989).

3.2.1. Características del sismo del 24 de mayo de 1940

El 24 de mayo de 1940 a las 11:35 am (hora local), se produjo un sismo de gran magnitud estimado según Beck y Ruff (1989) en 8.0 Mw. Este sismo fue ampliamente sentido en toda la región central del Perú alcanzando intensidades de VII a VIII en la escala de Mercalli en las ciudades de Lima, Callao, Barranco, Chancay y Huacho (Morales y Zavala, 2008; Silgado, 1978).

De acuerdo a estos reportes, este evento sísmico causó 179 muertes, 3500 personas heridas, pérdidas materiales en el 80 % de viviendas en Chorrillos, las construcciones antiguas en Lima sufrieron grandes daños, en el Callao hubo hundimiento en las zonas portuarias con daños en los muelles y la vía férrea (Silgado, 1978).

Posterior a este sismo sucedió un tsunami con un retiro del mar observado en las costas de La Punta, Callao y en Pisco, el máximo retiro del mar fue de 150 metros en las costas de Ancón. El retorno del mar a los muelles de la capital peruana fue con olas de 3 metros de altura, entre los muelles afectados están los de Chorrillos y el Callao (Morales y Zavala, 2008; Silgado, 1978).

Parámetros	Beck y Ruff (1989)	Okal(1992)	Okal y Newman(2001)
Strike($^\circ$)	340	330	340
Dip($^\circ$)	20	11	20
Rake($^\circ$)	90	90	90
Mo(Nm)	2.0×10^{20}	2.0×10^{20}	2.0×10^{20}
Mw	8.0	8.0	8.0
Prof(km)	30	25	30
Epicentro	-11.22 -77.79	-10.50 -77.00	-11.22 -77.79

Tabla 3.1: Parámetros focales del sismo del 24 de mayo de 1940.

Previo a la investigación de Beck y Ruff (1989), no se tenía mucha información sobre el sismo del 24 de mayo de 1940, la falta de una localización confiable como de un mecanismo focal llevó a la disyuntiva si el sismo fue interplaca (sismo ocurrido en la interfaz de contacto de dos placas tectónicas) o intraplaca (sismo ocurrido dentro de una placa tectónica). La ubicación en el interior, la mayor profundidad y el pequeño número de réplicas telesísmicas registradas proponían que este sismo sea de tipo intraplaca, es decir, que haya ocurrido en el interior de la placa de Nazca (Beck y Ruff, 1989). Según (Soloviev y Go, 1975; Lomnitz y Cabré, 1968, Silgado, 1978) no existen réplicas debidamente documentadas, se asume por la antigüedad del sismo y que no

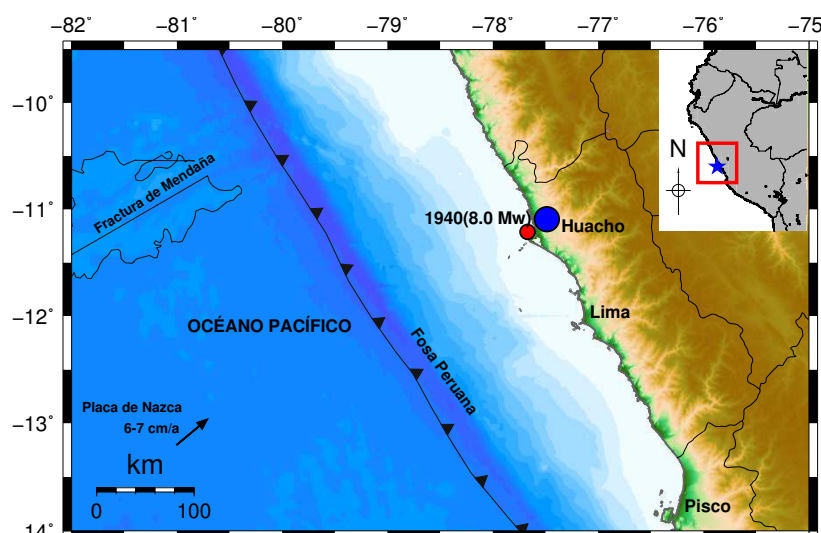


Figura 3.2: Epicentro (círculo azul) del sismo del 24 de mayo de 1940. Se muestra la única réplica (círculo rojo) al suroeste del epicentro. La fuente de datos para la réplica utilizada proviene del catálogo sísmico ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

se contaba con una red sísmica local. Beck y Ruff (1989) mencionan la mayor réplica tuvo con un tiempo de duración entre 8 a 10 s y ocurrió a una profundidad de 20 km (Figura 3.2). El NEIC-USGS determinó una magnitud 6.6 Ms y una profundidad de 45 km pero no registra los parámetros focales. Cabe resaltar que los sismos que ocurrieron antes de 1960 son más difíciles de estudiar debido a la precariedad instrumental local, sin embargo, se ha recopilado una réplica del catálogo histórico de la ISC (International Seismological Centre) considerando los 3 días posteriores al evento sísmico principal y que se presenta en el Anexo A.

En la Tabla 3.1 se muestran los parámetros focales del sismo, estos indican que el plano de ruptura tiene un buzamiento o inclinación aproximado de 20° ENE (Dorbath et al. (1990) considera 25° ENE), de modo que el evento sísmico es interplaca a lo largo de la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, el ángulo de dislocación reportado en cada columna es perpendicular a la fosa marina. El momento sísmico fue estimado por Kamanori (1977) y fue confirmado por Okal (1992) obteniéndose los mismos valores para cada columna. Según Okal (1992), el mecanismo focal es comparable a las geometrías del plano de ruptura de los eventos sísmicos de 1966 y 1974 propuesto en las Tablas 3.2 y 3.3 respectivamente.

La longitud de ruptura propuesta por Dorbath et al. (1990) en base a la isosista de intensidad VIII, es de 220 km para un sismo de 8.2 Mw y las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) muestra como resultado una longitud de 209 km para un sismo de 8.2 Mw según Okal (1992) y para un sismos de 8.0 Mw según Beck y Ruff (1989) muestra como resultado una longitud de 162 km, por lo cual se toma como longitud fija la propuesta por Papazachos et al. (2004) por la calidad y mejora del procesamiento de cálculo de la geometría de ruptura. Cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizado por el algoritmo Coulomb sobreestiman un valor de 308 km de longitud. No se cuenta con mucha información sobre el deslizamiento del plano de ruptura por ello la fuente sísmica se considera homogénea. Considerando las ecuaciones de Papazachos et al. (2004) se toma como valor promedio de deslizamiento de 2.74 m para Beck y Ruff (1989) y Okal y Newman (2001), análogamente, para Okal (1992) se utilizará un valor de deslizamiento de 3.68 m.

3.2.2. Características del sismo del 17 de octubre de 1966

El 17 de octubre de 1966 a las 4:41 pm (hora local), se registró un sismo cuyo magnitud fue propuesta por Kanamori (1977) y Jimenez et al. (2016) en 8.1 Mw, dicho sismo fue localizado en la región central del Perú y es considerado como uno de los más intensos que se habían producido desde 1940. Se reportó que los mayores daños ocurrieron en la hacienda de San Nicolás a 120 km al norte de Lima con una intensidad VIII en la escala de Mercalli, Huacho VII. En la región central de Lima alcanzó VI en la escala de Mercalli, en las zonas antiguas del Rímac y del Callao llegó a VII, el área de percepción cubrió aproximadamente 524, 000 km². Se reportó 100 víctimas mortales y 3000 heridos (Morales y Zavala, 2008; Silgado, 1978).

Parámetros	Abe (1972)	Dewey y Spence (1979)	Beck y Ruff (1989)	Okal y Newman (2001)	Jiménez et al. (2016)
Strike(°)	330	310	335	330	335
Dip(°)	12	13	12	12	12
Rake(°)	90	90	90	90	90
Mo(Nm)	20×10^{20}	20×10^{20}	20×10^{20}	20×10^{20}	20×10^{20}
Mw	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1
Prof(km)	21	21	21	21	21
Epicentro	-10.74	-10.74	-10.74	-10.74	-10.74
	-78.79	-78.79	-78.79	-78.79	-78.79

Tabla 3.2: Parámetros focales del sismo de 17 octubre de 1966.

Como efecto cosísmico, cincuenta minutos posteriores al evento sísmico se produjo un tsunami moderado que inundó algunos poblados y balnearios costeros, como Casma y Tortugas, donde se vio afectado la actividad pesquera. La primera onda del tsunami fue registrada en las estaciones mareográficas de La Punta, Chimbote y San Juan (Jiménez et al., 2016; Silgado, 1978).

Las réplicas del sismo de 1966 (ver Anexo A) se distribuyen en tres grupos de acuerdo a Dewey y Spence (1979), el grupo más grande incluye el área del epicentro, y se distribuyen de forma alargada a unos 80 km perpendicularmente a la fosa. Los dos grupos más pequeños de réplicas, uno localizado al noroeste del epicentro y hacia el mar, el último localizado aproximadamente a unos 80 km al sureste del epicentro (Beck y Ruff, 1989). Jimenez et al. (2016) exponen que las réplicas de profundidad superficial están distribuidas principalmente entre la fosa y la línea de costa, a lo largo de la geometría de ruptura, la cual abarca aproximadamente las zonas de Huacho hasta Casma teniendo una longitud de 200 km de largo por 120 km de ancho. Lomnitz y Cabré (1968) reportaron réplicas para este evento y Kelleher (1972) recalculó la localización epicentral de cada réplica, contabilizando 22 réplicas de profundidad menor a 60 km, de magnitud mayor a 4.0 Mw, desde el sismo principal hasta 3 días posteriores al evento principal, esto ha sido corroborado y actualizado con el catálogo sísmico de la ISC (International Seismological Centre).

En la Tabla 3.2 se presenta los parámetros del mecanismo focal calculado por distintos reportes citados en la presente tesis. Por ejemplo, Jimenez et al. (2016) recopiló sus datos según

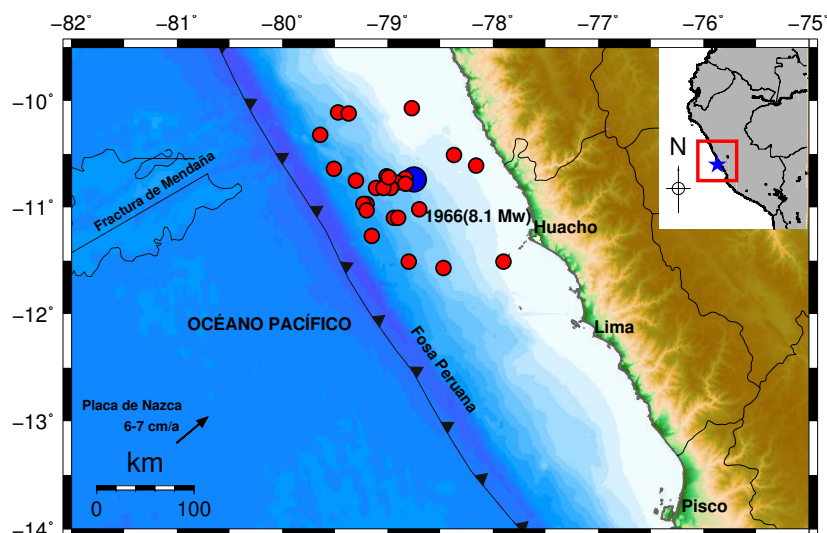


Figura 3.3: Epicentro (círculo azul) del sismo del 17 de octubre de 1966. Se observa una mayor concentración de réplicas (círculos rojos) paralela a la línea de fosa. La fuente de datos para las réplicas proviene del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

los parámetros hipocentrales propuestos por Dewey y Spence (1979), epicentro y profundidad. Se observa que el momento sísmico para cada columna de la Tabla 3.2 tiene el mismo valor y está en función al cálculo que realizó Kanamori (1977) el cual reportó una magnitud momento de 8.1 Mw. Abe (1972) obtuvo la orientación del plano de ruptura a partir de inversión de ondas telesísmicas. Este evento sísmico tuvo una falla de tipo inverso con un pequeño ángulo de buzamiento o inclinación de 12° y el ángulo de dislocación de 90° el cual es perpendicular al eje de la fosa marina. La propuesta de Kelleher (1972) a partir de la distribución de las réplicas recalculadas considera una longitud de ruptura de 200 km, cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizando el algoritmo Coulomb sobreestiman un valor de 265 km de longitud.

Para la discretización del plano de ruptura, Jiménez et al. (2016) utilizó los registros mareográficos para deducir los parámetros de la fuente sísmica, la distribución de la dislocación, slip o deslizamiento mediante el método de inversión de formas de onda de tsunamis, los cuales se usaron para discretizar el plano de ruptura en 12 sub-fuentes, alcanzaron valores entre los 0 m y 4.66 m. Por otro lado, Abe (1972) y Dewey y Spence (1979) consideran una dislocación promedio de 2.6 m en función del momento sísmico. Beck y Ruff (1989) no cuenta con estimaciones confiables de deslizamiento por ello mediante las ecuaciones de escalamiento de Papazachos et al. (2004) se considera un deslizamiento promedio de 2.74 m. Okal et al. (2006) usando un modelo hidrodinámico valida un deslizamiento de 4 m y por tener el mismo parámetro focal se usará dicho valor para Okal y Newman (2001).

3.2.3. Características del sismo del 31 de mayo de 1970

El 31 de mayo de 1970 a las 3:33 pm (hora local) ocurrió uno de los sismos más catastróficos del país con una magnitud de momento estimada por Beck y Ruff (1989) en 8.0 localizado a 350 km al norte de Lima, el cual dejó 50000 personas muertas, 20000 personas desaparecidas, 15000 heridos. La ciudad con mayor impacto en sus construcciones y pérdidas humanas fue el pueblo de Yungay, además, el puerto de Chimbote vio afectada su actividad industrial y pesquera, la

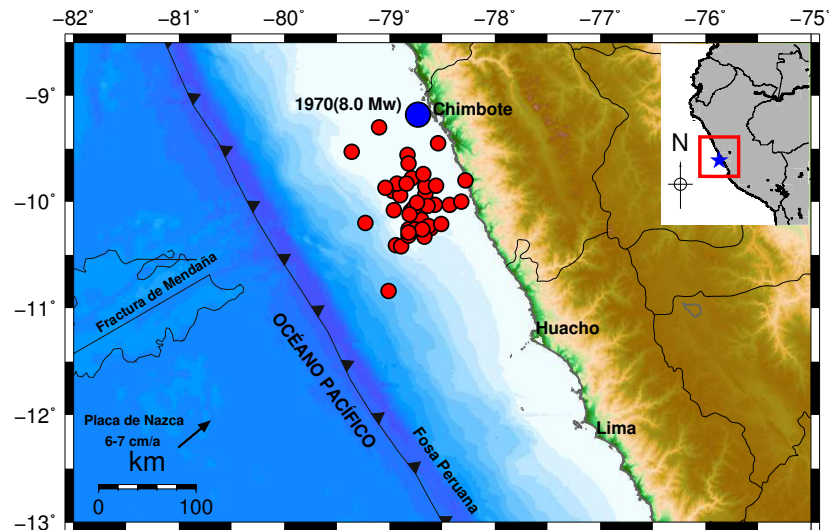


Figura 3.4: Epicentro (círculo azul) del sismo del 31 de mayo 1970. Se muestra una mayor concentración de réplicas (círculos rojos) al suroeste de epicentro. La fuente de datos para las réplicas proviene del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

ciudad de Casma quedó destruida por el tipo de construcción que tenían a la fecha de material de abobe. La zona costera de las ciudades de Chimbote, Casma y Huarney soportó intensidades de VII en la escala de Mercalli Modificada, en la ciudad de Lima llegó a la intensidad de VII. El movimiento sísmico fue sentido en 1300 km a lo largo del litoral desde Nazca a Guayaquil (Morales y Zavala, 2008; Silgado, 1978).

Parámetros	Abe (1972)	Stauder (1975)	Beck y Ruff (1989)
Strike(°)	340	340	340
Dip(°)	53	50	53
Rake(°)	-90	-90	-90
Mo(Nm)	10×10^{20}	10×10^{20}	10×10^{20}
Mw	8.0	8.0	8.0
Prof(km)	45	43	45
Epicentro	-9.18 -78.73	-9.18 -78.73	-9.18 -78.73

Tabla 3.3: Parámetros focales del sismo del 31 de mayo de 1970.

En la Tabla 3.3, el mecanismo focal fue calculado de distintos reportes citados en la presente tesis. Se observa que el momento sísmico para cada columna de la Tabla 3.3 tiene el mismo valor y está en función al cálculo que realizó Abe (1972) y posteriormente por Kanamori (1977) el cual reportó una magnitud momento de 7.9 Mw. Este evento de 1970 tiene una naturaleza dual en su mecanismo focal, el evento principal tuvo un evento doble con profundidades diferentes. Los primeros 40 s deconvolucionan con un mecanismo focal de falla normal y una profundidad de 50 km. Después de 40 s, las ondas P deconvolucionan con un mecanismo focal de falla inversa

y una profundidad de 30 km. Las réplicas del terremoto de 1970 (Anexo A) forman dos grupos distintos (dos asperezas), el grupo más pequeño cerca del epicentro tiene mecanismos focales caracterizados por la tensión descendente, pero el segundo grupo de réplicas, ubicado a 80 km al sureste del epicentro, tiene mecanismos focales caracterizados por compresión descendente. Las ondas P para el choque principal se pueden modelar como dos fuentes con diferentes mecanismos focales y profundidades similares a los dos grupos de réplicas, se ha considerado réplicas hasta el tercer día posterior al evento principal. El primer evento tiene un mecanismo focal tensional descendente y es seguido 40 s más tarde por un segundo evento distinto localizado a 80 km al sureste del epicentro con un mecanismo focal de compresión descendente y una profundidad algo más superficial que el primer evento (Figura 3.4) (Beck y Ruff, 1989).

El mapa de isosistas del catálogo IGP (2016) indica que Silgado (1977) muestra el mayor valor de intensidad macrosísmica cuyo valor es VIII en la escala de Mercalli Modificada sobre las ciudades de Chimbote al norte y Huarney al sur, asimismo la intensidad macrosísmica VII hacia el sur de la ciudad de Trujillo y al norte de la provincia de Lima específicamente hacia la ciudad de Supe. La longitud de ruptura propuesta por Dorbath et al. (1990) es de 130 km en función a la magnitud momento calculada por Kanamori (1977) la cual fue de 8.0 Mw, las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) muestran como resultado una longitud de 143 km para un sismo de 8.0 Mw, cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizando el algoritmo Coulomb sobreestiman un valor de 205 km de longitud. Abe (1972) reporta valores de dislocación de 1.4-1.8 m en función del momento sísmico (M_0) y las dimensiones de la falla.

3.2.4. Características del sismo del 03 de octubre de 1974

El 03 de octubre de 1974 a las 9:21 am (hora local) un sismo de gran magnitud ocurrió en la región central del Perú, estimado por Beck y Ruff (1989) en 8.0 magnitud momento (Mw) frente a las costas de Lima y Callao con una duración aproximada de 2 minutos. Se reportaron 78 muertos, 2414 heridos y pérdidas materiales estimadas en 2700 millones de soles. En Lima Metropolitana sufrieron daños edificios públicos e iglesias. Minutos después del evento sísmico, el mar se retiró en las playas de Lima, en la playa de Agua Dulce la retirada del mar fue de 120 m, en la Punta-Callao se registró un máximo de ola de 1.5 m y en el Puerto de San Juan se registró 1.2 m (Beck y Ruff, 1989; Okal y Newman, 2001; Silgado, 1978).

El IGP registró, después del sismo principal, 1317 réplicas durante una semana, en esta investigación se ha considerado las réplicas desde el 03 de octubre hasta los tres días posteriores al evento principal (Figura 3.5), las cuales se muestran en el Anexo A. La mayor réplica ocurrió el 9 de noviembre del mismo año con una magnitud de 7.2 Ms, situada a 30 km al sureste del epicentro del sismo principal. Las réplicas duraron más de 30 días después del sismo principal y definieron dos regiones o grupos distintos y fueron relocalizados usando datos de la red sísmica mundial. El grupo principal de réplicas es una franja estrecha de 40 km de ancho y 240 km en la dirección NW-SE. El epicentro del sismo principal se localiza a unos 50 km del extremo noroccidental de esta región o grupo principal de réplica alargadas. El segundo grupo de réplicas es más pequeño y está a 80 km tierra adentro del grupo principal y probablemente dentro de la placa de Nazca. Beck y Ruff 1989 concluyen que hubo alguna interacción entre la región que subduce y el campo de esfuerzos con la placa descendente (Beck y Ruff, 1989; Langer y Spence, 1995). Las réplicas propuestas para los eventos de 1974 y 2007 en la presente tesis serán mostradas en el Anexo A.

En la Tabla 3.4, el mecanismo focal fue calculado de distintos reportes citados en esta te-

Parámetros	Beck y Ruff (1989)	Hartzell y Langer (1993)	Langer y Spence (1995)	Okal y Newman (2001)	Okal et al. (2006)
Strike(°)	340	340	340	340	340
Dip(°)	17	11	11	17	17
Rake(°)	90	90	118	90	90
Mo(Nm)	15×10^{20}	15×10^{20}	15×10^{20}	15×10^{20}	15×10^{20}
Mw	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1
Prof(km)	13	13	13	13	13
Epicentro	-12.26 -77.79	-12.26 -77.79	-12.26 -77.79	-12.26 -77.79	-12.26 -77.79

Tabla 3.4: Parámetros focales del sismo del 03 de octubre de 1974.

sis de investigación. Se observa que el momento sísmico para cada columna de la Tabla 3.4 tiene el mismo valor y está en función al calculo que realizó Kanamori (1977) el cual reportó una magnitud momento de 8.1 Mw. Beck y Ruff (1989) y Okal y Newman (2001) un ángulo de dislocación perpendicular al eje de la fosa marina. Este evento sísmico tiene una falla de tipo inverso con un pequeño ángulo de buzamiento o inclinación cuyo valor es de 11° en dirección NE, la cual es consistente con los primeros movimientos telesísmicos, entre los 20 a 25 km el ángulo de buzamiento toma un valor de 30° en la misma dirección NE (Langer y Spence, 1995).

La longitud de ruptura propuesta por Dorbath et al. (1990) es de 180 km en función a la magnitud momento calculada por Kanamori (1977) que fue de 8.1 Mw, las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) proporcionan como resultado una longitud de 184 km para un sismo de 8.1 Mw. Cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizando el algoritmo Coulomb sobreestiman un valor de 265 km de longitud. El epicentro y la profundidad está uniformizado por los datos del NEIC-USGS.

Hartzell y Langer (1993) y Langer y Spence (1995) obtuvieron las distribuciones de deslizamiento en función de la inversión de las ondas P y SH de periodo largo, los máximos valores se encuentran entre los 2.0 a 3.5 m cerca a la costa y los menores valores entre 0 y 1 m cerca a la fosa. A fin de optimizar los resultados se ha discretizado el plano de ruptura en 6 sub-fuentes considerando los valores de deslizamiento mencionados y la localización de las mismas. Por otro lado, Okal et al. (2006) y Okal y Newman (2001) consideran dos sub-fuentes cada uno con un valor de 3 m y 5 m. Finalmente, Beck y Ruff (1989) consideran un deslizamiento a lo largo del la dirección del ángulo strike con 5 sub-fuentes, los cuales tienen valores de 0 m, 3 m y 7 m de deslizamiento.

3.2.5. Características del sismo del 12 de noviembre de 1996

El 12 de noviembre de 1996 a las 11:59 am (hora local) ocurrió un sismo de magnitud 7.7 Mw reportado por el NEIC-USGS, este sismo se produjo frente a la costa del sur de Perú, cerca de la intersección de la fosa peruana y el punto topográfico más alto de la subducción de la Dorsal

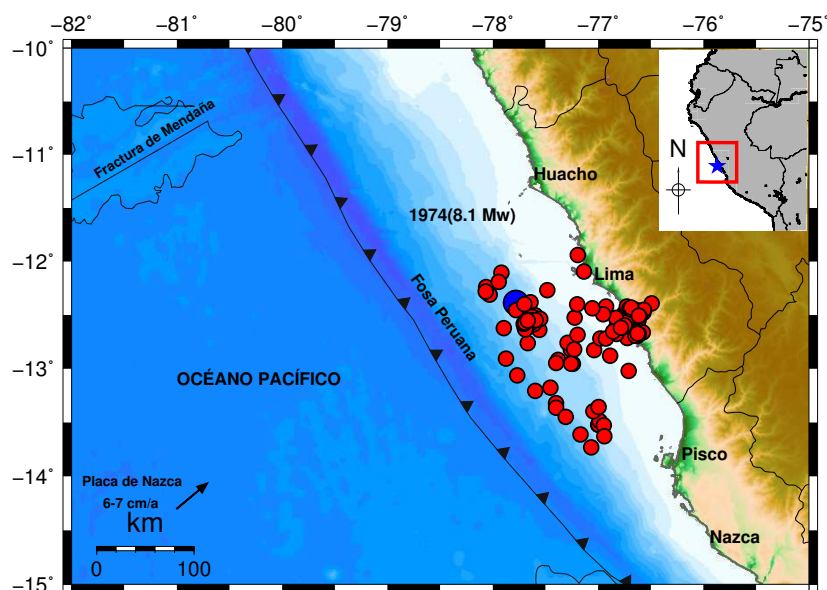


Figura 3.5: Epicentro (círculo azul) del 03 de octubre de 1974. Se muestra grupos de concentración de réplicas (círculos rojos) y una migración de las mismas hacia el sur del epicentro como hacia el continente. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

de Nazca (Swenson y Beck, 1999). Las ciudades de Nazca y Acarí fueron las mas afectadas, donde el daño fue debido al precario material de abode de las edificaciones. Los reportes de daños mostraron las cifras de 14 fallecidos, 642 personas heridas, 4000 casas derrumbadas (Alva y Vásquez, 1999).

Parámetros	Global CMT	NEIC-USGS	Spence et al. (1999)
Strike(°)	312	320	350
Dip(°)	33	29	50
Rake(°)	55	68	80
Mo(Nm)	4.5×10^{20}	4.5×10^{20}	4.5×10^{20}
Mw	7.7	7.7	7.7
Prof(km)	33	33	33
Epicentro	-15.05 -75.65	-15.05 -75.65	-15.05 -75.65

Tabla 3.5: Parámetros focales del sismo del 12 de noviembre de 1996.

Las réplicas (Anexo A) se concentran hacia el sureste del epicentro (círculo azul) y se muestran en la Figura 3.6. Este evento tuvo un mecanismo focal de falla inversa propuesta en la Tabla 3.5. Se produjo levantamientos costeros que alcanzaron los 20 cm y causaron grandes derrumbes dentro de unos 200 km de epicentro (Spence et al., 1999; Alva y Vásquez, 1999). El mapa de isosistas (IGP, 2016) propuesto por Chatelain et al. (1997) muestran la mayor intensidad macrosísmica cuyo valor es VII en la escala de Mercalli Modificada sobre las ciudades de Nazca y

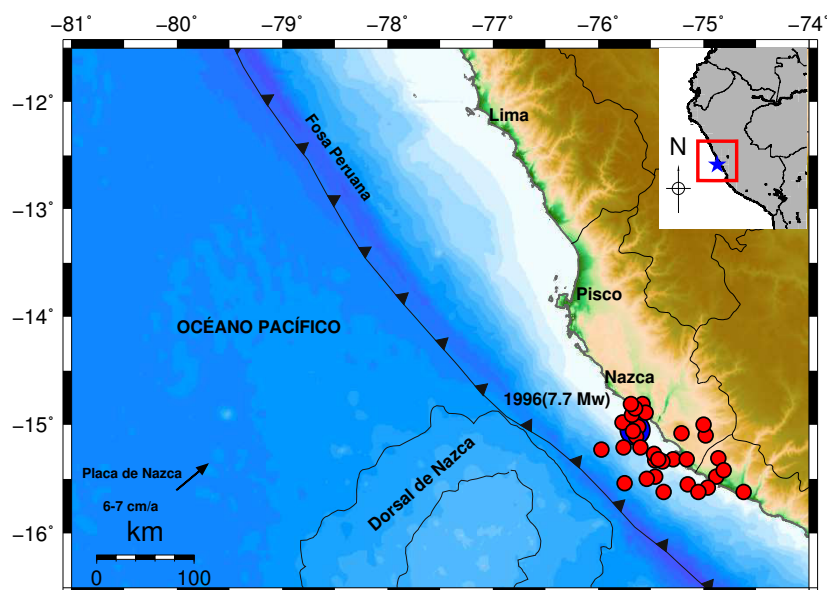


Figura 3.6: Epicentro (círculo azul) del 12 de noviembre de 1996. Se muestra concentración de réplicas (círculos rojos) en dirección sureste. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

Marcona y un valor de VI en la escala de Mercalli Modificada para las ciudades de Ocucaje en Ica y Caravelí en Arequipa.

La longitud de ruptura propuesta por Salichon et al. (2003) en función a la inversión de datos InSAR se distribuyen de tal manera que abarca una longitud efectiva de 100 km para una magnitud 7.7 Mw, las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) proporcionan como resultado una longitud de 110 km para un sismo de 7.7 Mw, por ello se toma como longitud fija la propuesta por Salichon et al. (2003), cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizando el algoritmo Coulomb sobreestiman un valor de 200 km de longitud.

Existe una considerable información de deslizamiento, por ejemplo, Salichon et al. (2003) obtiene valores de deslizamiento entre los 0.10 m a 7 m utilizando el mecanismo focal propuesto por el catálogo sísmico NEIC-USGS, en la presente tesis hemos subdividido la fuente sísmica en 50 sub-fuentes de 20 km cada uno. Para el caso de Spence et al. (1999) los reportes muestran valores de deslizamiento entre 0 a 4 m.

3.2.6. Características del sismo del 15 de agosto de 2007

El 15 de agosto de 2007 a las 18:40:57 pm (hora local) ocurrió un sismo de magnitud 8.0 Mw reportado por el NEIC-USGS en la región centro-sur del Perú, cerca de lugares poblados y balnearios de la ciudad de Pisco en el departamento de Ica. Según Tavera et al. (2007) reportaron los daños más resaltantes en las localidades de Pisco, Chincha y Cañete con intensidades en la escala de Mercalli Modificada (MM) de VII debido al desplome de viviendas e iglesias de material rural como adobe y quinchá, las cuales colapsaron el fluido eléctrico y la distribución de agua potable. La ciudad de Lima tuvo una intensidad en la escala de Mercalli Modificada (MM) de V-VI, la cual produjo que las viviendas oscilaran por largo tiempo y generó grietas en paredes y viviendas (Tavera y Bernal, 2008).

Este evento sísmico se sintió en casi toda la costa del litoral peruano, desde la ciudad de Piura (Costa norte del Perú) hasta Arequipa (Costa sur del Perú), produciendo destrucción en las ciudades de Lima, Ica y Huancavelica resultando 595 muertes y 318 heridos (Ioualalen et al., 2013). Como efecto cosísmico se generó un tsunami que afectó las localidades costeras de San Andrés, Pisco, Tambo de Mora, Playa Yumaque y Caleta Lagunillas, esta última alcanzó una máxima inundación horizontal de 1.8 km (Tavera et al., 2007; Jiménez y Moggiano, 2012).

Este sismo ocasionó la ruptura de cerca de la cuarta parte del área de ruptura del evento histórico de 1746 en la zona de subducción de la región central de Perú y es el último de la secuencia de eventos sísmicos de gran magnitud ($Mw \geq 8.0$), el momento sísmico de los eventos de 1940, 1966, 1974 y 2007 es menor al 25 % del valor del momento sísmico de 1746 (Villegas-Lanza et al., 2016). El sismo de Pisco, corresponde a una falla inversa y los parámetros focales se muestran en la Tabla 3.6. Por otro lado, Sladen et al. (2010), elaboraron algunos modelos de deslizamiento cinemático considerando datos telesísmicos y de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Consideraron tres modelos de deslizamiento, sólo datos telesísmicos, sólo datos InSAR y la combinación de los dos. Los tres modelos concuerdan con el mismo patrón de dos asperezas principales, la primera aspereza se localiza cerca al epicentro y la segunda (más grande) a 60 km al sur (en las costas de la Península de Paracas). El intervalo de tiempo entre la ruptura de estas dos asperezas es de 60 segundos y la velocidad de ruptura es menor a 1.5 km/s. Sladen et al. (2010) proponen que esta segunda aspereza probablemente haya generado la alta ola de tsunami observada al sur de la península de Paracas (Ioualalen et al., 2013).

Las réplicas de este evento sísmico (Figura 3.7) se han reportado del catálogo sísmico NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC los cuales se muestran en el Anexo A con eventos sísmicos mayores 4.0 Mw desde la ocurrencia del sismo hasta los tres días posteriores al evento principal. La distribución de las réplicas se localizan entre la fosa y la línea de costa y en menor proporción en el continente, esto implica que el proceso de ruptura o liberación de energía fue complejo y se propagó en dirección SE (Tavera et al., 2007; Jiménez et al., 2012).

La longitud de ruptura propuesta por Jimenez et al. (2012) en función de la réplicas de NEIC-USGS se distribuyen de tal manera que abarca una longitud efectiva de 180 km. En función a la magnitud momento propuesta por el IGP la cual fue de 8.0 Mw, las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) proporcionan como resultado una longitud de 184 km para un sismo de 8.0 Mw, por ello se toma como longitud fija la propuesta por Tavera et al. (2007) y Jimenez et al. (2012), cabe aclarar que las ecuaciones de escalamiento de Wells y Coppersmith (1994) utilizando el algoritmo coulomb sobreestiman un valor de 226 km de longitud.

En las Tablas 3.6 y 3.7, se recopilaron los mecanismos de distintos reportes citados en la presente tesis. Se observa que el momento sísmico para cada columna de las Tablas 3.6 y 3.7 de igual valor a 1.2×10^{21} Nm y está en función al cálculo realizado por el IGP el cual reportó una magnitud momento de 8.0 Mw. El ángulo de dislocación es muy variable para cada caso y casi perpendicular al eje de la fosa marina para Herbert et al. (2009). Este evento sísmico tiene una falla de tipo inverso con un pequeño ángulo de buzamiento o inclinación no mayor a 28° y menor a 14° . La profundidad es casi constante con un valor promedio de 18.4 km (Bigg et al., 2009; Tavera et al., 2007; Hopkinks et al., 2008; Sladen et al., 2010; Fritz et al., 2008).

Debido a la gran información de este sismo se ha recopilado varios datos de dislocación, deslizamiento o slip, por ejemplo, Jiménez et al. (2012) ha discretizado en 8 sub-fuentes a través de la inversión de datos mareográficos obteniendo valores entre los 0.05 a 6.96 m y son usados con el mecanismo focal del Global CMT. El reporte del NEIC-USGS también generó una distribución

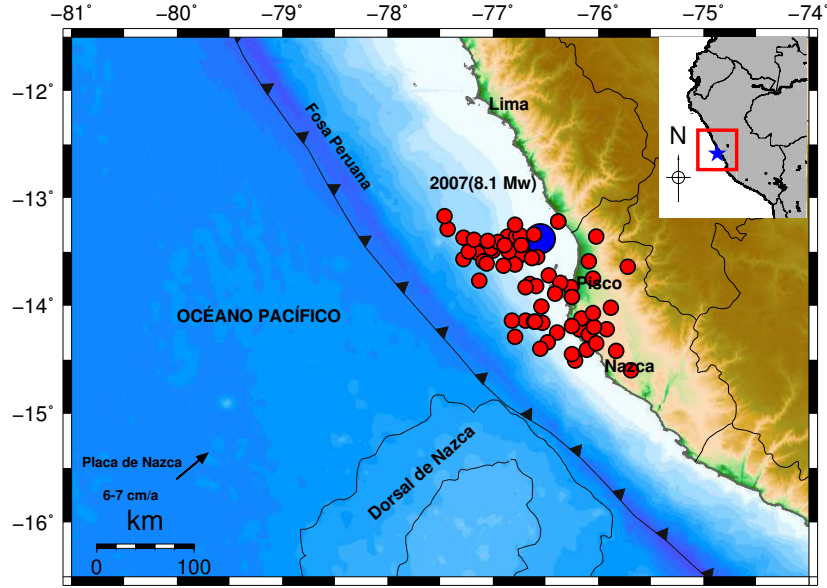


Figura 3.7: Epicentro (azul) del 15 de agosto de 2007. Se muestra gran concentración de réplicas (rojo) que se diseminan hacia el continente, hacia el sur y en dirección a la fosa. La fuente de datos para las réplicas proviene del NEIC-USGS y del catálogo sísmico de la ISC. Fecha de acceso: julio 2019.

de la dislocación con valores entre los 0 a 6 m y en la presente tesis se ha discretizado en 150 sub-fuentes a fin de obtener una correcta y/o precisión en la distribución espacial de la dislocación, son usados con el mecanismo focal del mismo. Biggs et al. (2008) mediante inversión de datos telesísmicos e InSAR obtuvo una distribución de deslizamiento de la fuente sísmica entre valores de 0 a 5 m, en la presente tesis se ha discretizado en 25 sub-fuentes. Herbert et al. (2009) obtuvo valores de slip mediante la inversión de datos mareográficos y telesísmicos, obteniendo valores entre 0 a 10 m.

A continuación, toda la información recopilada en este capítulo será utilizada en el capítulo 4 para la elaboración de los modelos de transferencia de esfuerzos de Coulomb mencionados en los objetivos y a través de ellos generar las discusiones y resultados del caso.

Pará -metros	Global CMT	NEIC USGS	Tavera et al. (2007)	Fritz et al. (2008)	Hopkins et al. (2008)	Bigg et al. (2009)
Strike(°)	321	324	318	324	318	324
Dip(°)	28	14	15	27	14	77
Rake(°)	63	63	119	63	63	68
Mo(Nm)	12×10^{20}	12×10^{20}	12×10^{20}	12×10^{20}	12×10^{20}	12×10^{20}
Mw	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Prof(km)	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4
Epicentro	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85

Tabla 3.6: Parámetros focales del sismo del 15 de agosto de 2007. Parte I

Pará -metros	Herbert et al. (2009)	Sladen et al. (2010)
Strike(°)	324	318
Dip(°)	68	20
Rake(°)	97	63
Mo(Nm)	12×10^{20}	12×10^{20}
Mw	8.0	8.0
Prof(km)	18.4	18.4
Epicentro	-13.49 -76.85	-13.49 -76.85

Tabla 3.7: Parámetros focales del sismo del 15 de agosto de 2007. Parte II

Resultados

La transferencia de esfuerzos de Coulomb (ΔCFC) se calculó y fue cartografiada (Figuras 4.1 al 4.54) a través del software Coulomb 3.3 sobre fallas específicas con distintos modelos de deslizamiento y considerando fuentes homogéneas como heterogéneas según sea el caso de recopilación de información, para el caso de los eventos con que se cuenta con información de varios modelos de deslizamiento se realiza la discretización del plano de ruptura. Para el presente estudio se modelaron sobre fallas específicas de la zona de subducción de la región Central del Perú. Con cada resultado se ha generado modelos de patrones lobulares de transferencia de esfuerzos de Coulomb cuyo dato de entrada son la geometría, orientación de cada evento sísmico; asimismo, se toma en cuenta para todos los eventos sísmicos los parámetros mecánicos de fricción y elasticidad tomados por defecto en el software Coulomb 3.3 como el coeficiente de Poisson el cual se considera de 0.25, el módulo de Young de 8×10^5 bares y un coeficiente de fricción de 0.4. Con $\Delta CFC > 0$ se puede saber que zonas están activadas por la migración y acumulación de esfuerzos, dichas zonas pueden ser potenciales riesgos ante un inminente sismo en los próximos años, asimismo las zonas en que han sido relajadas los esfuerzos o también conocido como "sombra de esfuerzos" $\Delta CFC < 0$ donde se carece de réplicas y la tasa de sismicidad disminuye. Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 100 km en tres zonas específicas, un corte superior (A-B), intermedio ($A'-B'$) e inferior ($A''-B''$), siendo A, A' y A'' los puntos iniciales del corte y los puntos B, B' , B'' son los puntos finales del corte a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares de esfuerzos y la sismicidad a lo largo del plano de ruptura.

4.1. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 24 mayo de 1940 (8.0 Mw)

Según Beck y Ruff (1989), el sismo de 1940 es un evento de subducción con una fuente homogénea y con una única aspereza ubicada cerca de su epicentro. Los resultados de la Transferencia de Esfuerzos para este evento (Figura 4.1) exhiben distintos patrones lobulares (con similitud de tamaño) en función de los mecanismos focales (Tabla 3.1). Estos resultados muestran una relajación de esfuerzos en dirección hacia la fosa como hacia el continente, mientras que el incremento de esfuerzos en dirección del azimuth, hacia los extremos norte y sur del plano de ruptura.

En la Figura 4.1 se observa que la propagación de incremento de los patrones lobulares de transferencia de esfuerzos de Coulomb se extendió en gran intensidad al norte hasta las costas de Huarmey, latitudes más arriba dichos patrones lobulares de incremento de esfuerzos se van

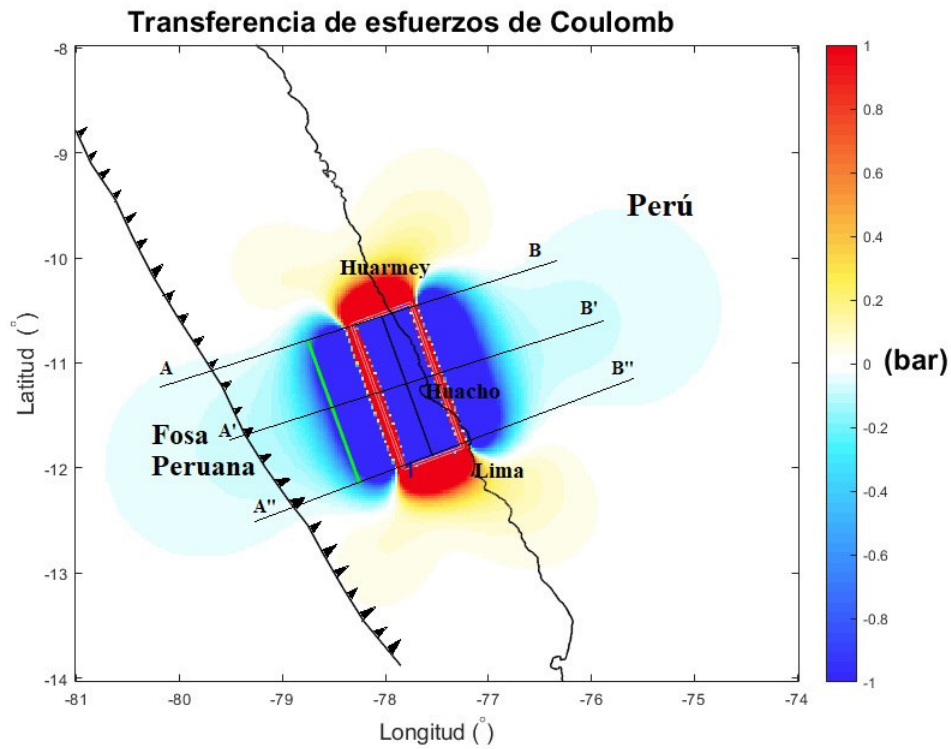


Figura 4.1: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

4.1 Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 24 mayo de 1940 (8.0 Mw)

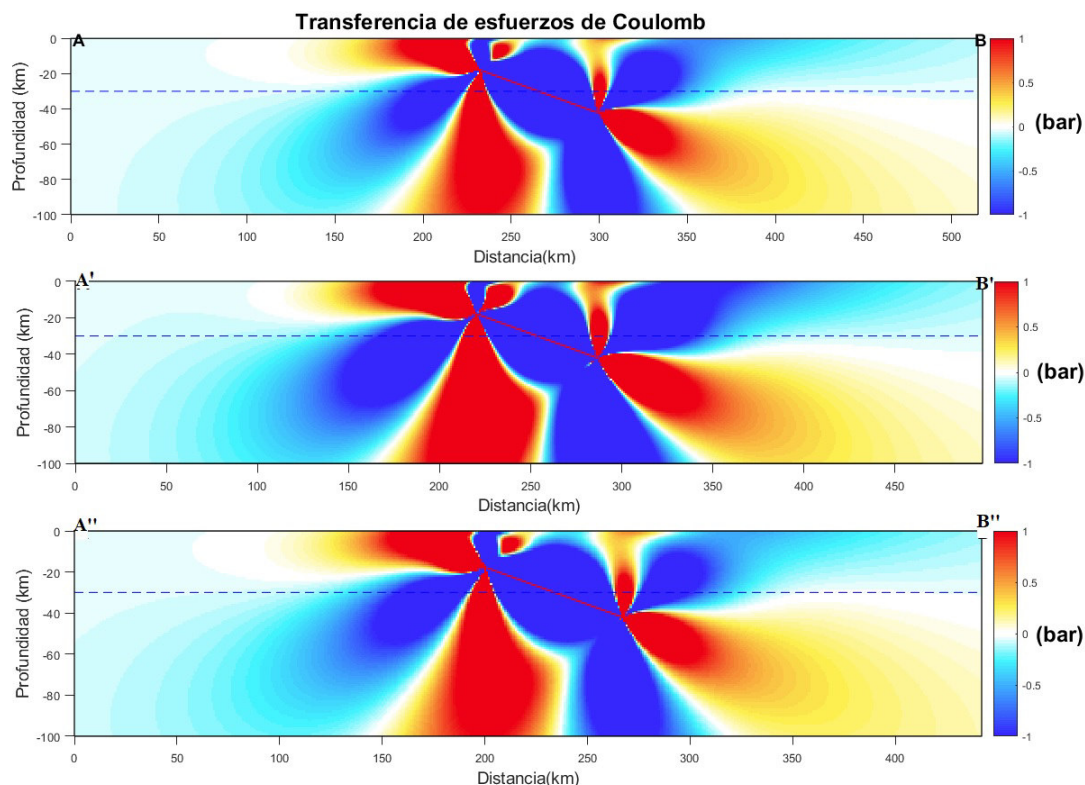


Figura 4.2: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección transversal.

atenuando con dirección al mar y al continente. En las costas de Puerto Huarney la transferencia de esfuerzos de Coulomb tomaron valores de 0.568 bares lo cual implicó una menor la activación sísmica de la zona y alrededores, los esfuerzos de cizalla tomaron un valor alto de 0.698 bares lo cual indicó un aumento en la tasa de sismicidad, los esfuerzos normales tomaron un valor de -0.323 bares lo cual implicó un débil acoplamiento entre las placas que desencadenaron el deslizamiento. En la ciudad costera de Huacho, zona del epicentro del evento sísmico de 1940, se localiza dentro del plano de ruptura y por ende tomó valores de transferencia de esfuerzos de Coulomb de -9.614 bares valor alto que implicó una relajación de los esfuerzos y por ende del plano de ruptura, el esfuerzo de cizalla tomó un valor de -7.683 bares lo cual indicó una menor activación de la sismicidad en conjunto con el esfuerzo normal que tomó un valor de -4.828 bares los cuales inhiben el deslizamiento. Los patrones lobulares de transferencia de esfuerzos de Coulomb se extendieron en dirección sur hasta el centro de Lima tomando valores de 0.367 bares lo cual implicó una menor activación de la sismicidad por ser una región límite de propagación, más hacia el sur dichos lóbulos se van atenuando en dirección hacia la fosa y el continente. El esfuerzo de cizalla tomó un valor de 0.619 bares, este valor indicó un aumento de la activación de la sismicidad y en dirección hacia las costas del Callao y la fosa peruana; finalmente el esfuerzo normal tomó un valor de -0.628 bares lo cual implicó acoplamiento entre las placas que desencadenó un débil deslizamiento.

Los valores de esfuerzos varían con la profundidad y la distancia (Figura 4.2). Se observa un comportamiento simétrico de los patrones lobulares de esfuerzos para cada sección vertical, esto es debido a la homogeneidad en el valor de deslizamiento dentro del plano de ruptura. La mayor relajación de esfuerzos proyectados a superficie está desde los 40 km y a una distancia

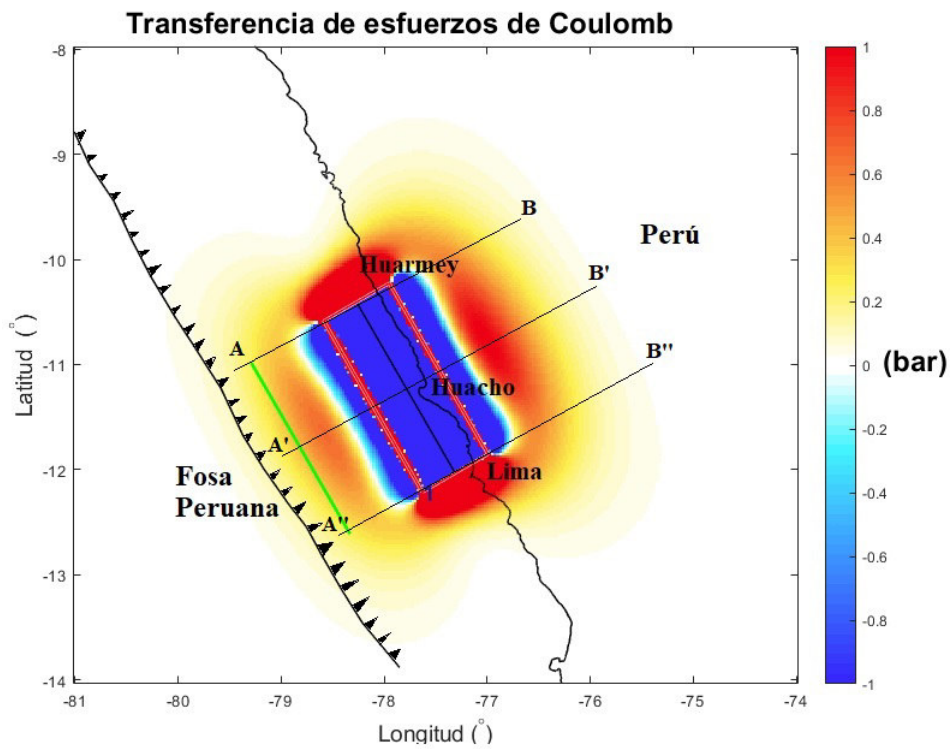


Figura 4.3: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal (1992) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

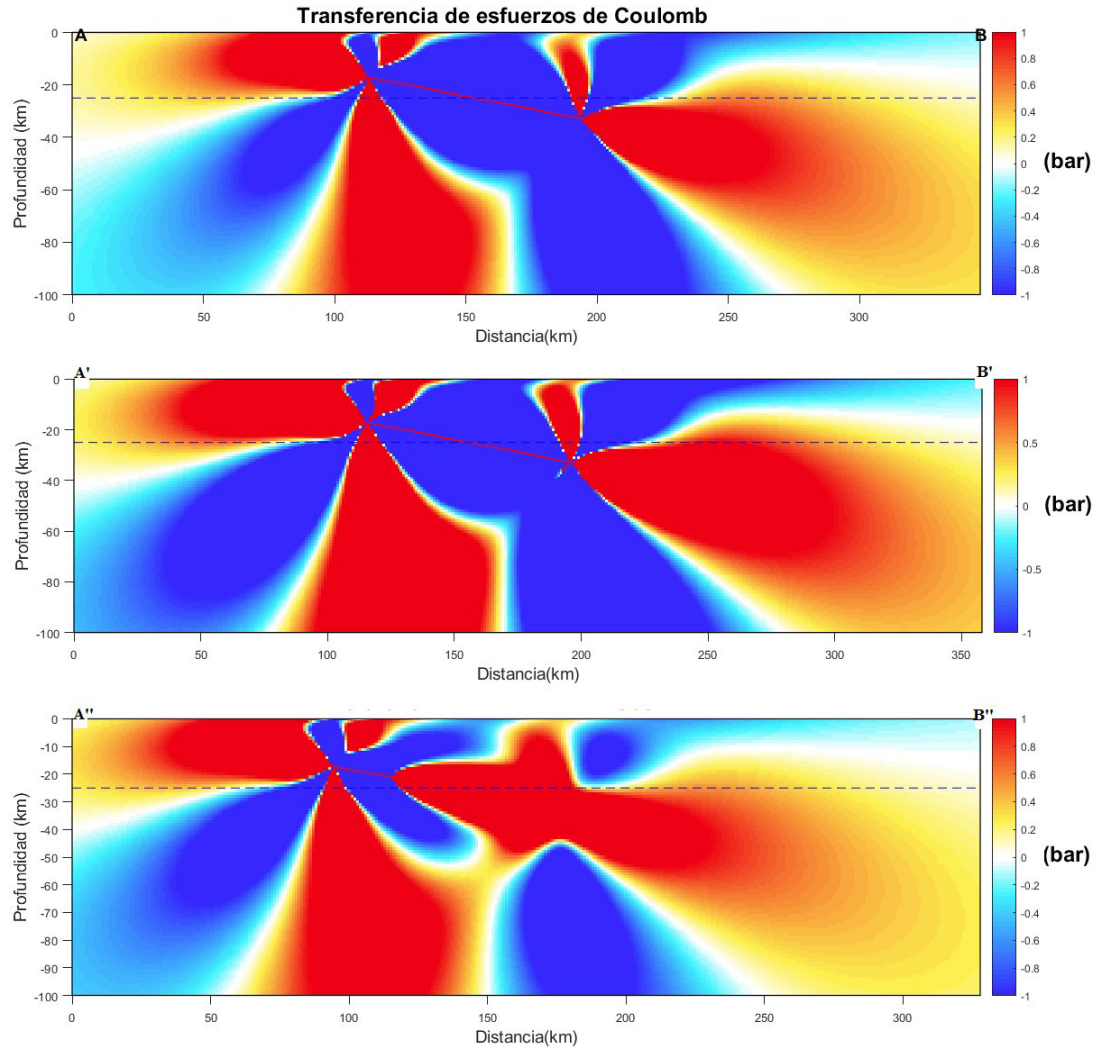


Figura 4.4: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal (1992) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección transversal.

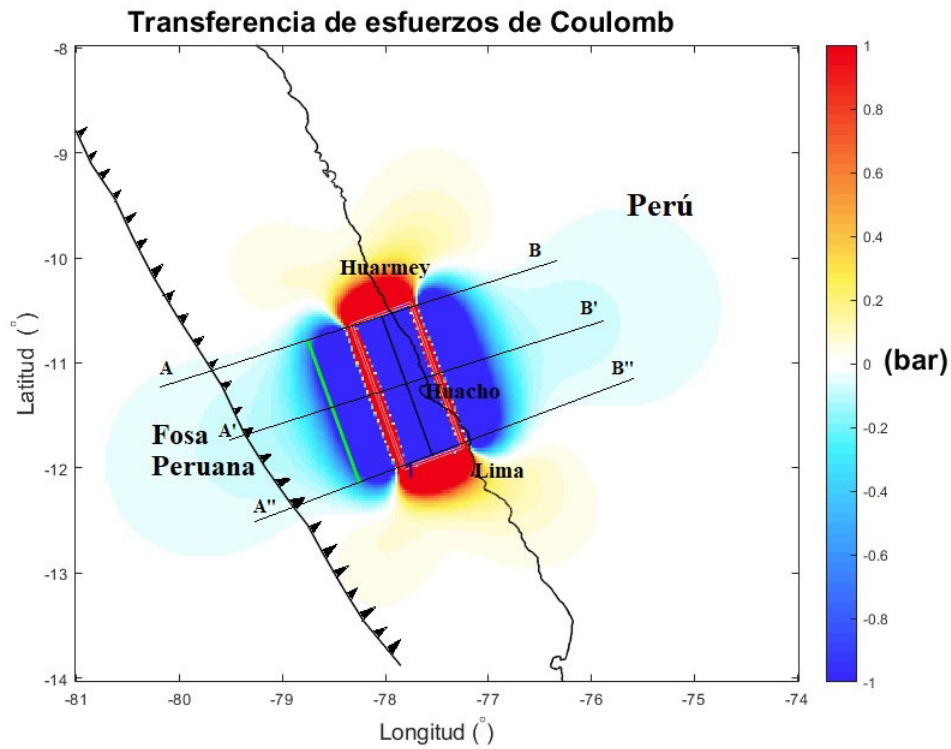


Figura 4.5: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1940. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

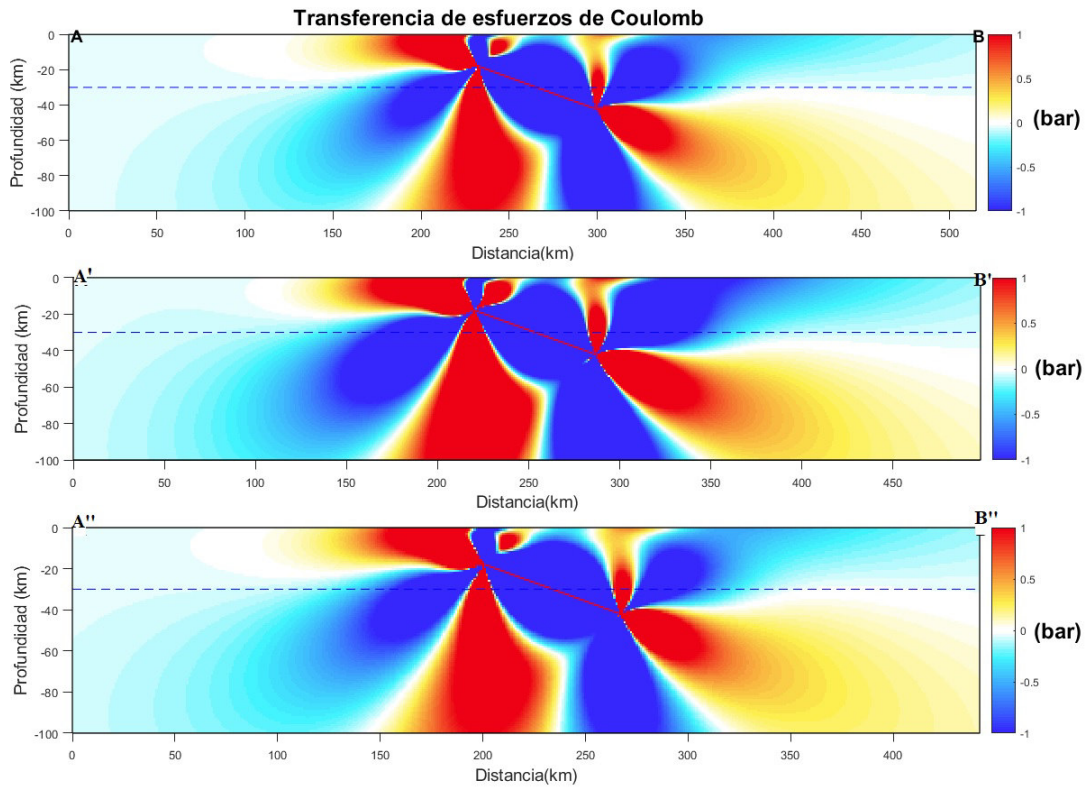


Figura 4.6: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1940. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

cercana a los 300 km respecto del punto (es decir, en la punta inferior del plano de ruptura) esto implica que los esfuerzos se relajaron hacia el continente y se van atenuando en cuanto se acercan a los puntos B, B' , B'' , caso contrario de los incrementos de esfuerzos en el mismo punto de quiebre a los 40 km de profundidad donde migran a mayor profundidad, esto implica una activación de la sismicidad superficial hasta los 60 km donde deja de ser superficial y se vuelve intermedia (> 60 km). Los incrementos de esfuerzos en superficie se originan desde los 20 km (punta superior del plano de ruptura) y se propagan desde los 240 km hasta los 150 km de los puntos A, A' , A'' esto indica una activación de la sismicidad como se observa en la Figura 4.1.

Los resultados de la Figura 4.3 están en función a los parámetros focales de Okal (1992) se observa un gran cambio del comportamiento lobular de incremento de esfuerzos a diferencia de Beck y Ruff (1989) este cambio es debido al valor del ángulo de inclinación o buzamiento el cual ha sufrido un cambio de 9° menos al valor tomado por Beck y Ruff (1989) como también la orientación con respecto al norte del plano de ruptura el cual ha sufrido un cambio de 10° menos, el valor la profundidad es de 25 km en función al epicentro, asimismo mayor valor de deslizamiento y mayor magnitud momento. La ciudad costera de Huarney tomó un valor de transferencias de esfuerzos de Coulomb 2.720 bares lo cual implicó una gran cantidad de incremento de esfuerzos entre la línea de costa y la fosa peruana, el esfuerzo de cizalla tomó un valor de 3.054 bares lo cual mostró una alta activación de la sismicidad en la región, el esfuerzo normal tomó -0.837 bares lo cual alto acoplamiento. La ciudad de Huacho, zona del epicentro tomó valores de transferencia de esfuerzos de Coulomb de -14.400 bares, esto implica un plano de ruptura totalmente relajado y/o liberado de esfuerzos, el esfuerzo de cizalla tomó un valor de -12.347 bares lo cual implicó una mínima o casi nula activación de la sismicidad debido a la alta caída de esfuerzos, el esfuerzo normal tomó un valor de -5.133 bares lo cual también implicó un fuerte acoplamiento. La ciudad de Lima tomó una transferencia de esfuerzos de Coulomb de 5.394 bares lo cual indicó un alto valor de incremento de esfuerzos y la activación de la sismicidad en la región, el esfuerzo de cizalla tomó un valor de 5.918 bares y el esfuerzo normal un valor de -1.311 bares.

Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 100 km en tres zonas específicas, un corte superior, intermedio e inferior al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica. Según la Figura 4.4 la fuente sísmica está completamente relajada debido a la homogeneidad del valor de deslizamiento y en la punta inferior de la fuente sísmica se observó una propagación hacia la superficie un lóbulo de relajación de esfuerzos el cual se propagó hacia el continente desde los 200 metros de distancia, el lóbulo de incremento de esfuerzos hacia la superficie se propagó hacia la fosa peruana desde la punta superior de la fuente sísmica. Los resultados de la Figura 4.5 y 4.6 son los modelos propuestos por Okal y Newman (2001), las cuales mantienen igual similitud con el modelo de Beck y Ruff. (1989) debido a que mantienen los mismos parámetros focales, magnitud del sismo, profundidad y deslizamiento.

Al finalizar cada procesamiento, existen grandes comparaciones entre cada modelo estudiado para el evento sísmico de 1940, por ejemplo, la variación del ángulo de buzamiento el cual para el modelo Okal (1992) es más pequeño y se ajusta a lo propuesto por Stauder (1975) que expone que el ángulo de buzamiento en la zona de subducción de la región norte y centro del Perú es pequeño y varía entre los (10° - 15°), ello define una mejor coherencia de resultados y agregando a ello el incremento de esfuerzos entre la línea de fosa y la línea de costa (Figura 4.3) evidenció una activación de la sismicidad y el origen de posteriores réplicas al evento principal, esta activación de la sismicidad es evidencia que el evento de 1966 pudo ser parte de ese incremento de esfuerzos del evento sísmico de 1940. Por ello en la presente tesis se considera que el modelo propuesto por Okal (1992) es más coherente que los modelos de Beck y Ruff (1989) y Okal y Newman (2001)

pues ellos consideran un ángulo de buzamiento de 20° superior al propuesto por Stauder (1975). Todos los modelos mantienen una cierta similitud en el incremento de esfuerzos en los extremos norte y sur del plano de ruptura.

4.2. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 17 de octubre de 1966 (8.1 Mw)

Según Abe (1972), este sismo representa un evento de rebote elástico que tuvo lugar en la zona de subducción la cual está acoplada, este acoplamiento no es tan débil y los esfuerzos que intervienen en ella son de carácter compresivo, sin embargo, la ocurrencia de frecuentes sismos en el límite oriental es el indicativo de la transición del esfuerzo compresivo a la de extensión. Los resultados del modelo propuesto por Abe (1972) en la Figura 4.7 muestran un plano de ruptura paralelo a la línea de costa.

El modelo de Abe (1972) presentado en la Figura 4.7 muestra respecto al plano de ruptura un comportamiento lobular de relajación de esfuerzos en dirección a la fosa peruana lo cual implicó una disminución en la activación sísmica en la zona y un considerable acoplamiento, el incremento de esfuerzos se propagó en mayor cantidad entre la línea de costa y la fosa peruana observando esa mayor propagación en el extremo superior e inferior de la fuente sísmica. La ciudad costera de Chimbote tuvo un valor de transferencia de esfuerzos de Coulomb de 0.194 bares lo cual implicó un débil incremento de esfuerzos y una poca activación de la sismicidad, el esfuerzo normal indicó -0.020 bares y el esfuerzo de cizalla tomó un valor de 0.2002 bares, estos resultados implican una menor activación de la sismicidad y un débil acoplamiento. La ciudad de Huarney registró un valor de transferencia de esfuerzos de Coulomb de 0.729 bares, el esfuerzo de cizalla tomó 0.815 bares y el esfuerzo de normal de -0.215 bares lo cual implicó un mayor acoplamiento que en la ciudad de Chimbote y una mayor activación de la sismicidad. La ciudad de Huacho registró la transferencia de esfuerzo de Coulomb 0.368 bares, el esfuerzo de cizalla 0.396 bares y el esfuerzo normal -0.070 bares estos resultados muestran una menor activación de la sismicidad que la ciudad de Huarney.

Para la obtención de la sección vertical se realizó un corte de 100 km a profundidad en tres zonas específicas, un corte superior ($A - B$), intermedio ($A' - B'$) e inferior ($A'' - B''$) al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica los cuales están visualizados en la Figura 4.8. Se observó que el plano de ruptura se ha relajado completamente esto es debido a una transferencia de esfuerzos de Coulomb tomó valores negativos, esta relajación llega aproximadamente hasta los 60 km de profundidad, los lóbulos de incrementos de esfuerzos en las puntas superior e inferior de la fuente sísmica mantienen una simetría para cada corte, esto es debido a que la fuente sísmica es homogénea. La relajación de esfuerzos en la punta inferior de la fuente sísmica se extendió a profundidades mayores de 100 km y es mayor en cantidad y propagación que la relajación en la punta superior, esto se puede deber a que el incremento de esfuerzos en la punta superior llegan a la superficie y en la punta inferior solo llega a la superficie los lóbulos de relajación.

Beck y Ruff (1989) concluyen que la aspereza dominante para este sismo estuvo cerca del epicentro y se asoció con el grupo más grande de réplicas. El modelo propuesto por Beck y Ruff (1989) en la Figura 4.9 mantiene el mismo patrón que Abe (1972) debido a que mantienen similares mecanismos focales. Del mismo modo para la sección vertical en la Figura 4.10.

Dewey y Spence (1979) concluyeron que se podría postular que el esfuerzo se había relajado a

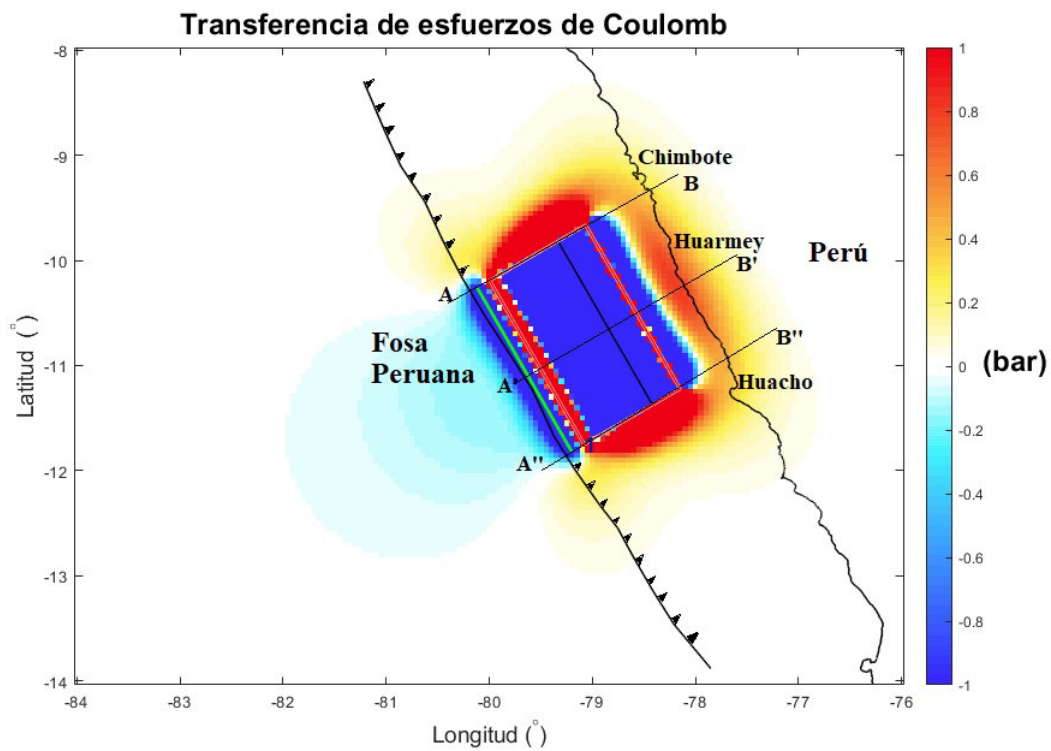


Figura 4.7: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

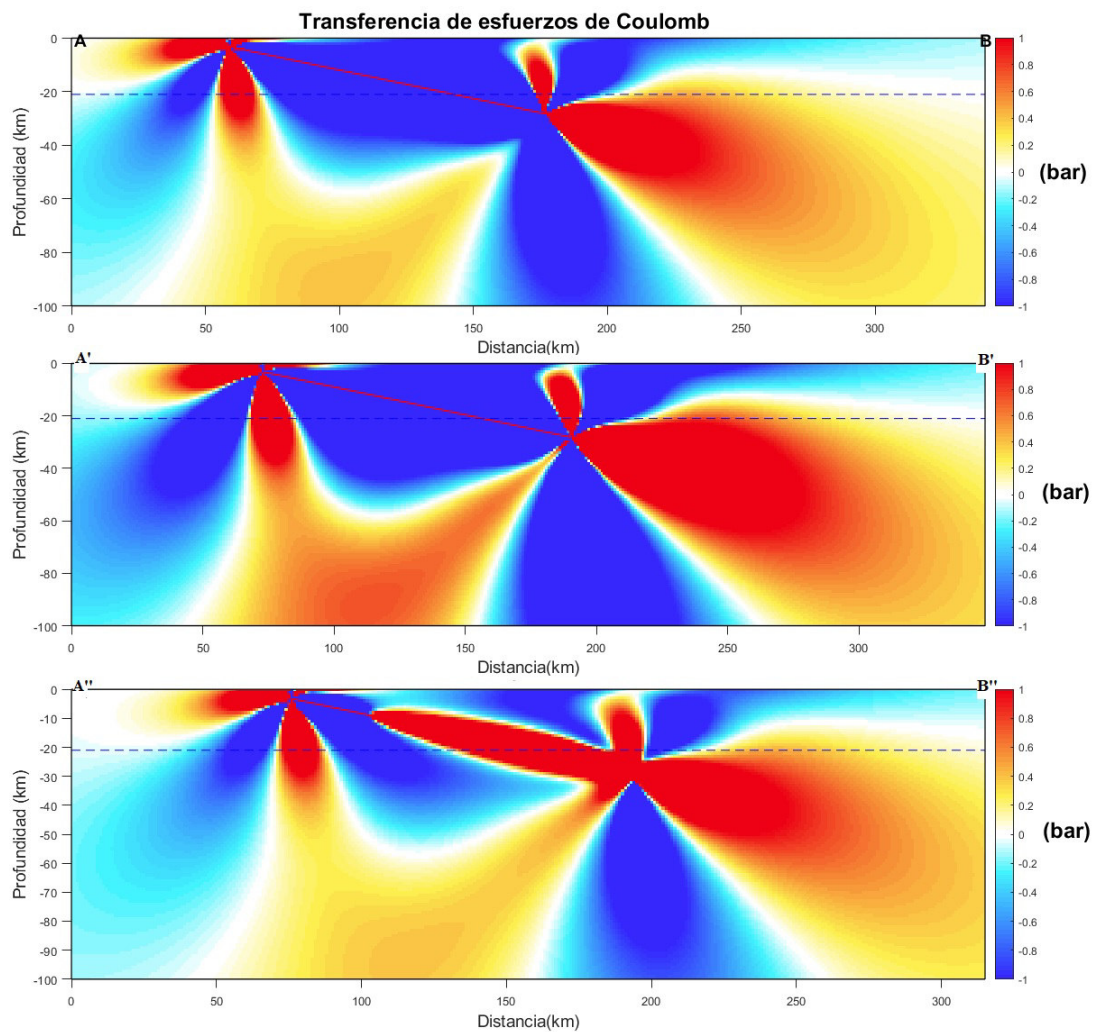


Figura 4.8: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

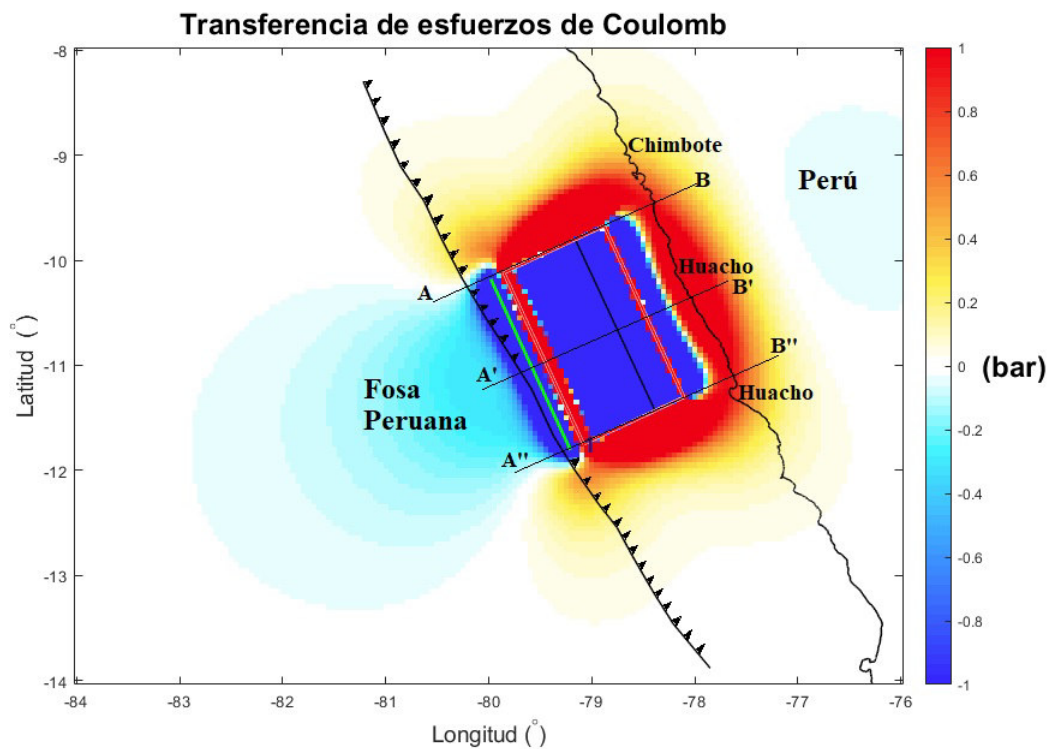


Figura 4.9: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

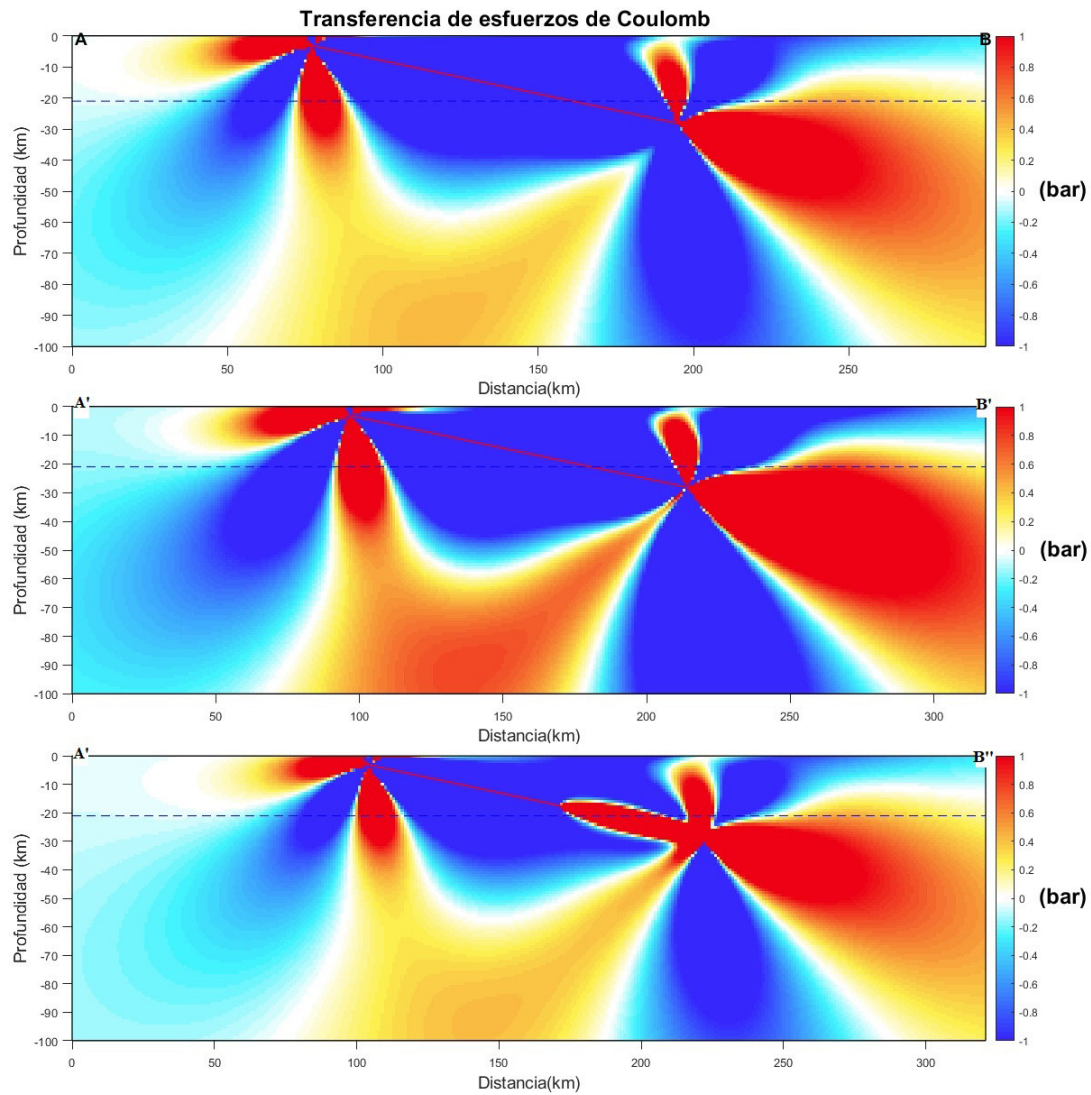


Figura 4.10: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

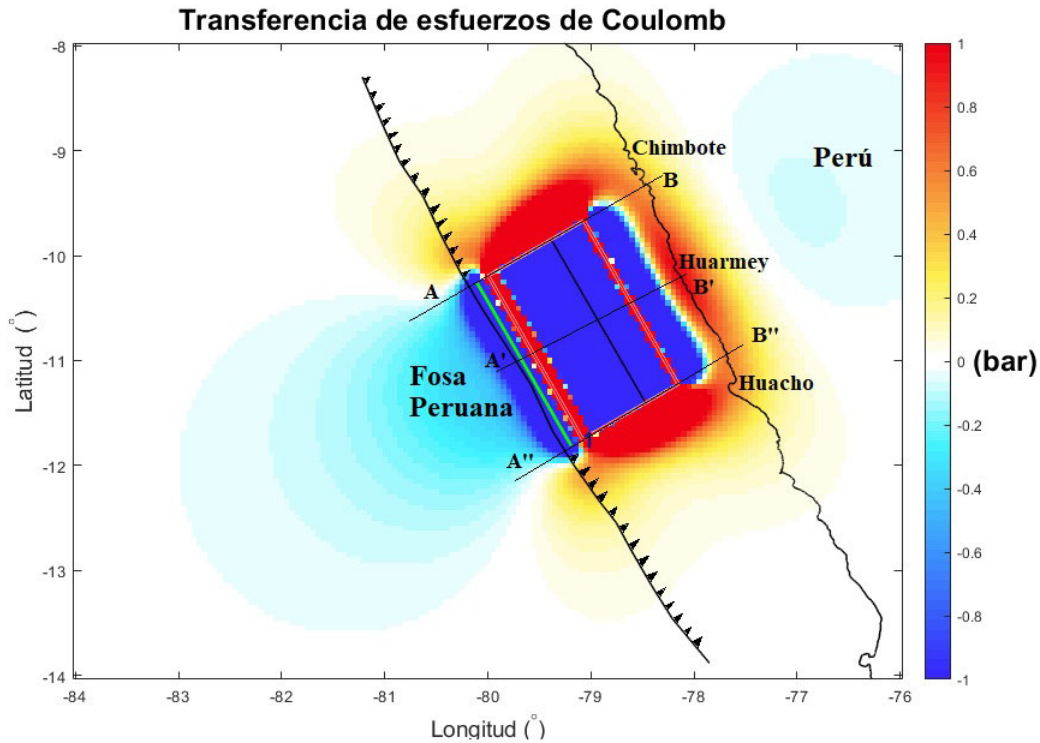


Figura 4.11: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Dewey y Spence (1979) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

lo largo de todo el plano de ruptura, observado el modelo de la Figura 4.11. Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 100 km en tres zonas específicas, un corte superior, intermedio e inferior al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica (Figura 4.12), la sección vertical guarda similitud con las de Abe (1972) y Beck y Ruff (1989), los parámetros focales entre ellos varían mínimamente en el ángulo de buzamiento, el cual es muy pequeño.

Jiménez et al. (2016) concluye que la máxima dislocación o deslizamiento se ubica en la zona sur del plano de ruptura, frente a las costas de Huacho, efectivamente esta zona es la de mayor liberación de energía corroborado por el modelo (Figura 4.13), la transferencia de esfuerzos de Coulomb en las costas de Huarney tomaron el valor de 0.322 bares y un esfuerzo de cizalla de 0.329 bares lo cual implicó una menor inhibición del coeficiente de rozamiento al deslizamiento y por ende el esfuerzo normal tomó el valor de -0.017 bares un valor pequeño de confirma un débil acoplamiento de la zona y por resultado la poca variación de los valores de transferencia de esfuerzos de Coulomb con la componente de cizalla. Al ser discretizado la fuente sísmica también se observa que la zona norte cerca a las costas de Huarney se mantuvo cargado de esfuerzos porque la transferencia de esfuerzos de Coulomb tomó un valor de 0.382 bares y la componente de cizalla tomó un valor de 0.449 bares, el esfuerzo normal tomó un valor de -0.166 bares, estos resultados definen una activación de la sismicidad cerca a las costa de las ciudades de Huacho y Huarney en dirección norte hacia Chimbote y en dirección sur rumbo a la ciudad de Lima, limitados entre la fosa peruana y la línea de costa.

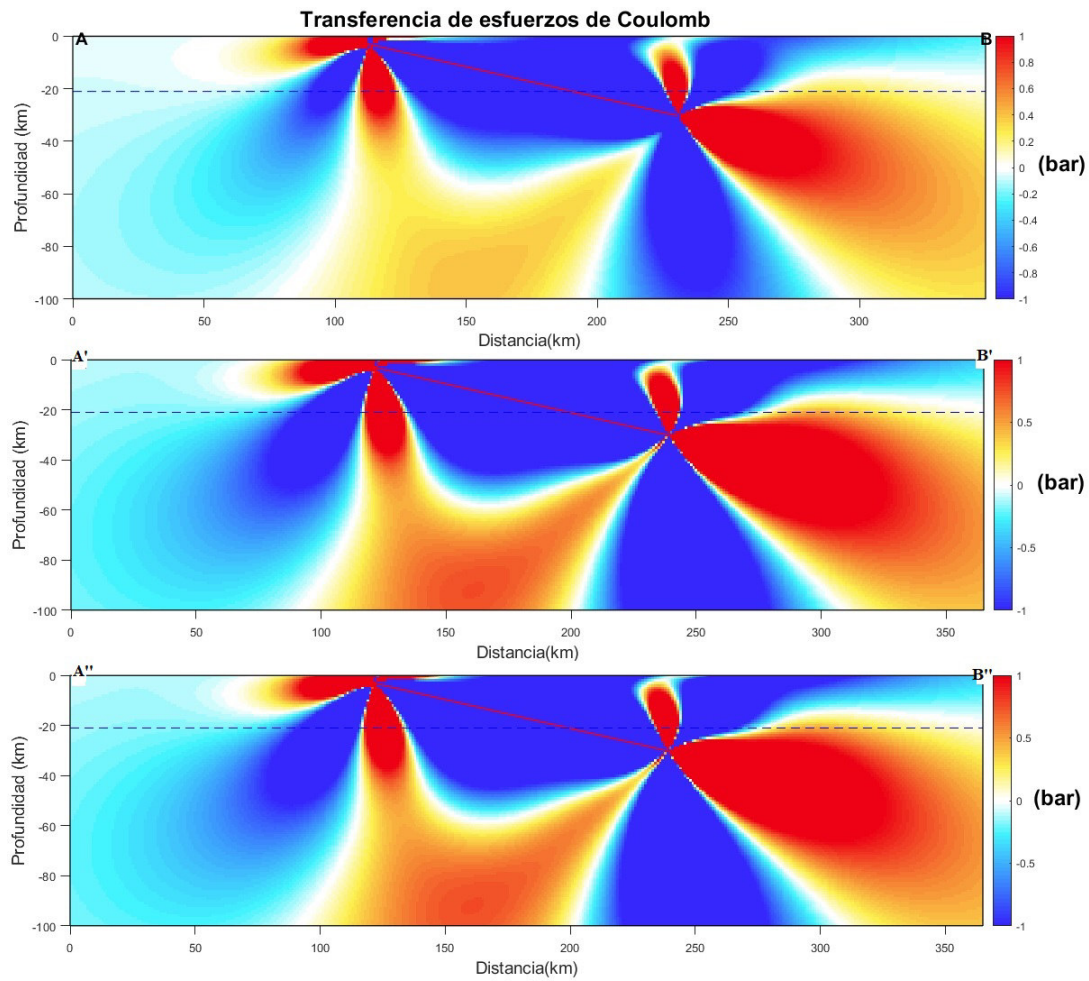


Figura 4.12: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Dewey y Spence (1979) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

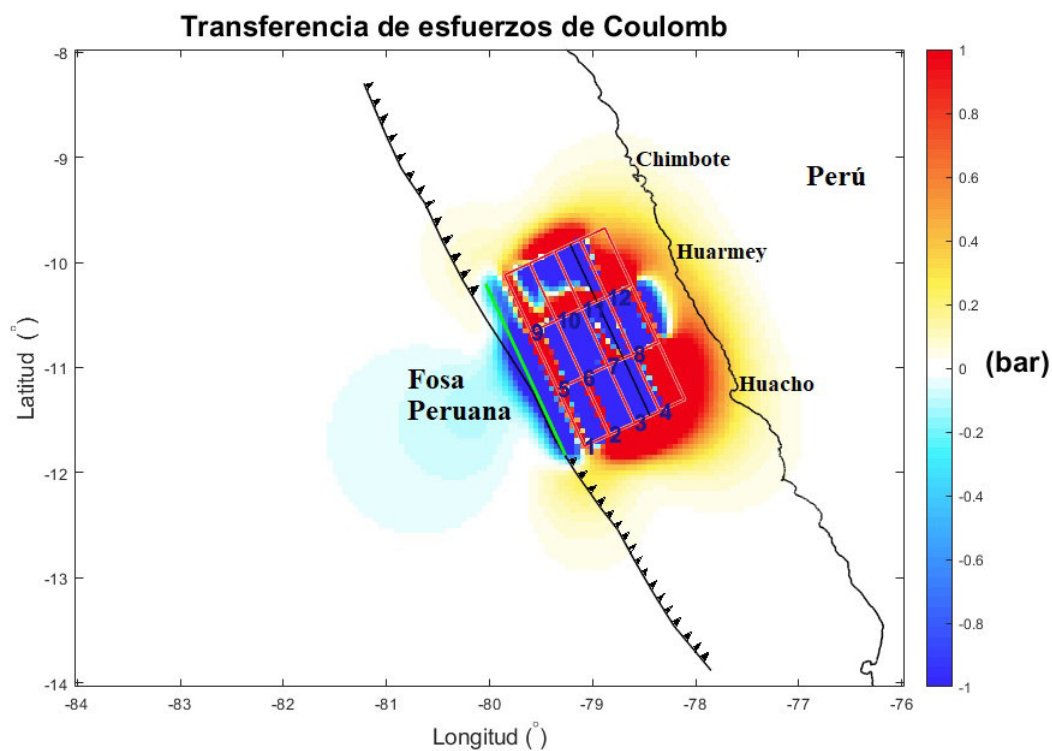


Figura 4.13: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Jiménez et al. (2016) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

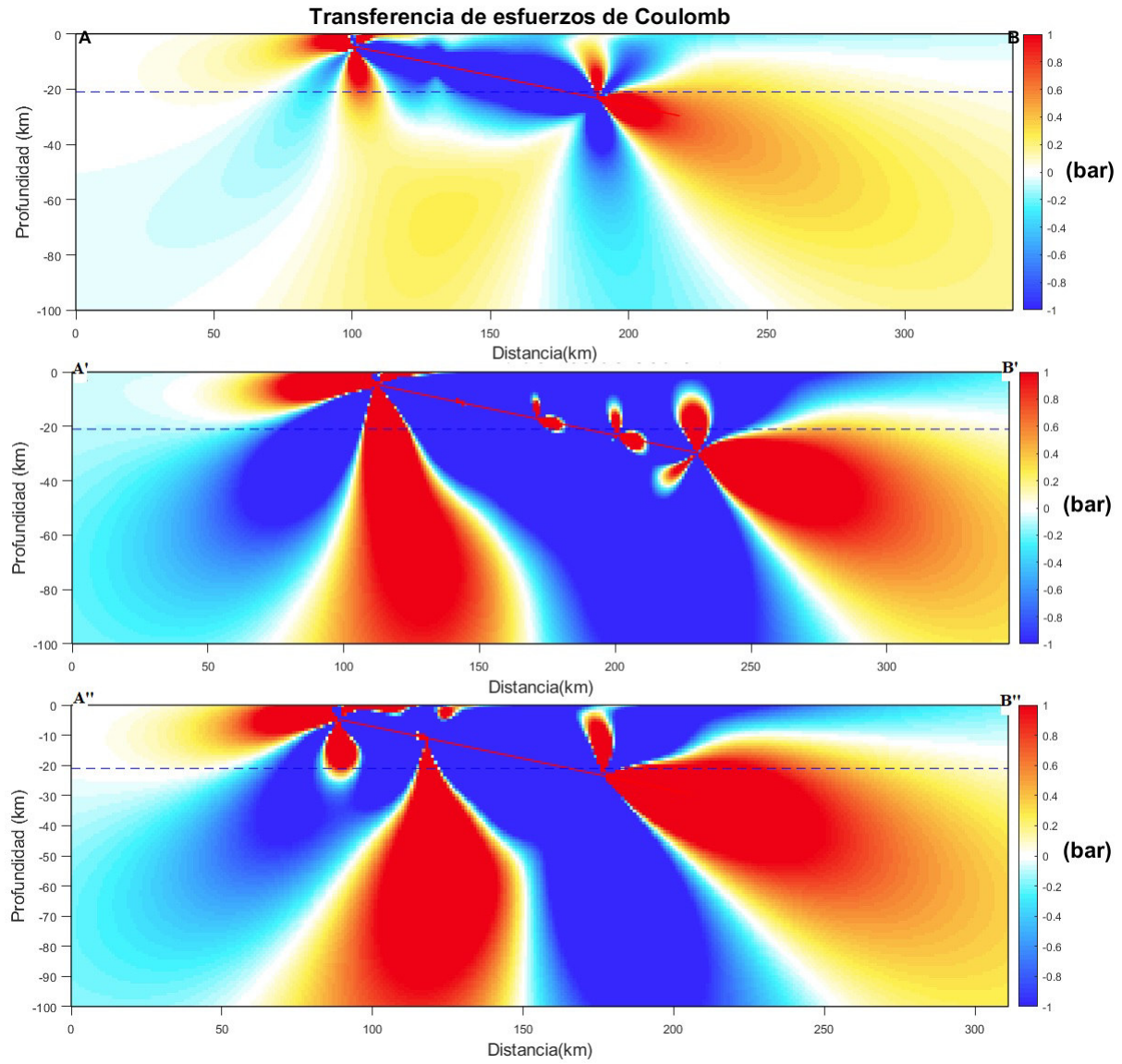


Figura 4.14: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Jiménez et al. (2016) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

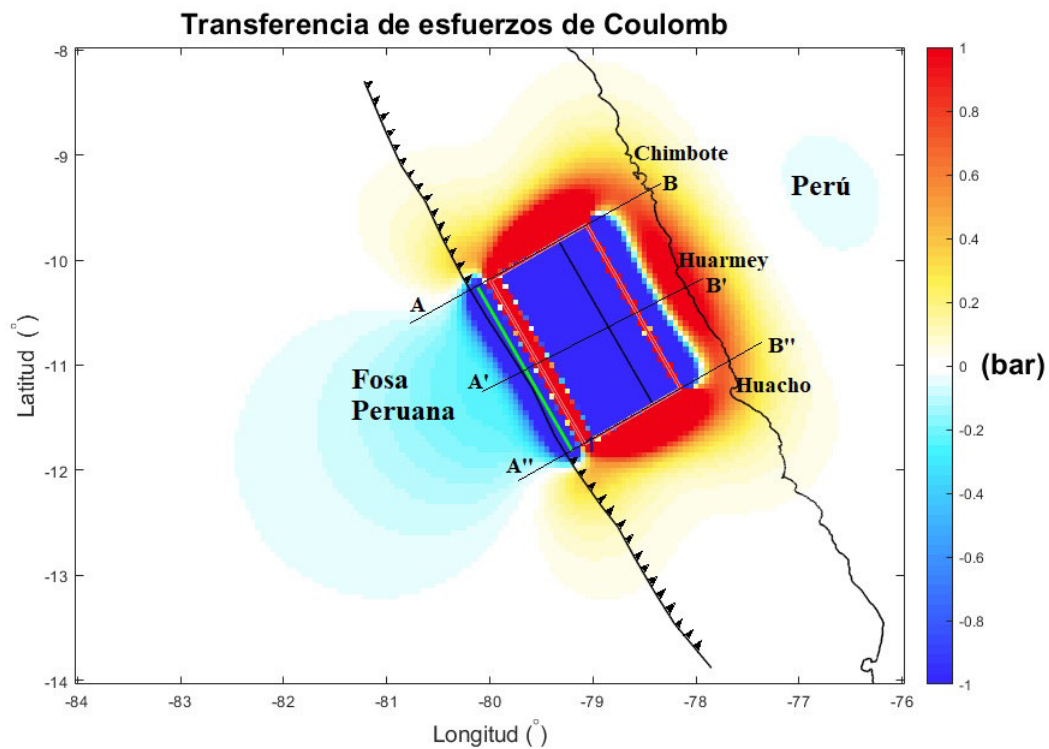


Figura 4.15: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1966. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

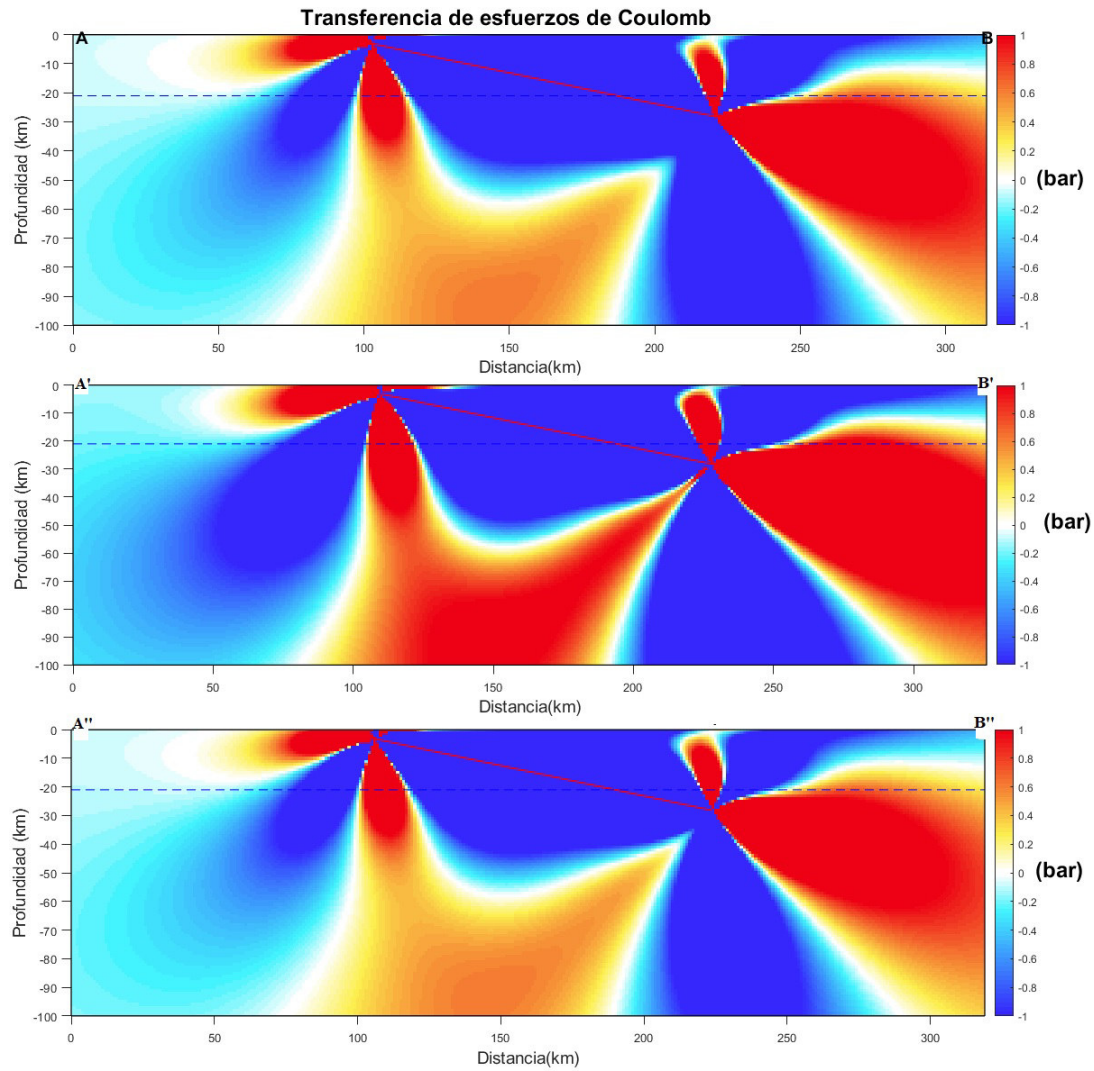


Figura 4.16: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Okal y Newman (2001) para el sismo de 1966. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 100 km en tres zonas específicas, un corte superior ($A - B$), intermedio ($A' - B'$) e inferior ($A'' - B''$) al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica (Figura 4.14). Esta figura muestra la parte superior del plano de ruptura acumulado de esfuerzos los cuales se van propagando desde aproximadamente los 40 km de profundidad hasta la superficie, así mismo, hay un lóbulo de acumulación de esfuerzos que está entre los 150 a 250 metros de distancia a profundidades mayores de 40 km. La liberación de esfuerzos es notoria en el resto del plano de ruptura, también hay un lóbulo de relajación de esfuerzos que va desde los 40 km de profundidad hasta la superficie a una distancia mayor a los 250 km de distancia hasta atenuarse por los 500 km de distancia. En el corte intermedio e inferior se observa pequeños lóbulos de incremento de esfuerzos y ello es debido a la discretización de la fuente sísmica que indicó que hubo un mayor deslizamiento en esa zona, estos valores de deslizamiento se corroboran en el comportamiento de los lóbulos de incremento de esfuerzos por lo propuesto por Jiménez et al. (2016).

El modelo propuesto por Okal y Newman (2001) en las Figuras 4.15 y 4.16 es análogo con el resultado de Dewey y Spence (1979) y Beck y Ruff (1989). Los modelos estudiados mantienen las mismas características debido a que los mecanismos focales son idénticos pero destaca entre ellos el modelo propuesto por Jiménez et al. (2016) debido a que la fuente sísmica está discretizada y con valores de deslizamiento para cada sub-fuente, ello implica una mejor visualización y caracterización de los resultados.

4.3. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw)

El sismo de 1970 es uno de los sismos intraplaca de falla tipo normal más grandes que se ha producido en la zona de subducción, el tamaño inusualmente grande de este sismo también puede estar relacionado con la subducción de la zona de fractura de Mendaña (Beck y Ruff, 1989). Los resultados de la Figura 4.17 exhiben distintos patrones lobulares (con similitud de tamaño) de transferencia de esfuerzos de Coulomb en función de los mecanismos focales Tabla 3.3, estos resultados muestran una relajación de esfuerzos en dirección hacia la fosa como hacia el continente, mientras que el incremento de esfuerzos en dirección hacia los extremos noreste y suroeste del plano de ruptura.

El modelo según Abe (1972) muestra en la Figura 4.17, la transferencia de esfuerzos de Coulomb en la zona sur de la ciudad costera de Trujillo tomó valores de 0.792 bares, el esfuerzo de cizalla un valor de 0.634 bares y el esfuerzo normal 0.394 bares estos valores implicaron un incremento de esfuerzos en la zona y una activación de la sismicidad debido al deslizamiento del plano de ruptura. La ciudad de Chimbote se localizó dentro del plano de ruptura de evento sísmico, el cual mostró un valor de transferencia de esfuerzos de -13.238 bares lo cual implicó un alta relajación de esfuerzos propagada en dirección a la fosa y hacia el continente, los esfuerzos de cizalla y normal tomaron valores de -12.565 y -1.682 bares respectivamente lo cual sugiere una menor activación de la sismicidad y un acoplamiento entre las placas. En la ciudad de Huarmey se registró una transferencia de esfuerzos de Coulomb de 1.217 bares lo cual definió un área cargada de esfuerzos y con una activación de la sismicidad cuya mayor orientación de incremento de esfuerzos se orienta en sus costas hacia la latitud sur entre la línea de costa y la fosa peruana, los esfuerzos de cizalla y normal tomaron los valores de 1.067 y 0.376 bares lo cual mostró que dicha área fue desacoplada y estuvo activada sísmicamente.

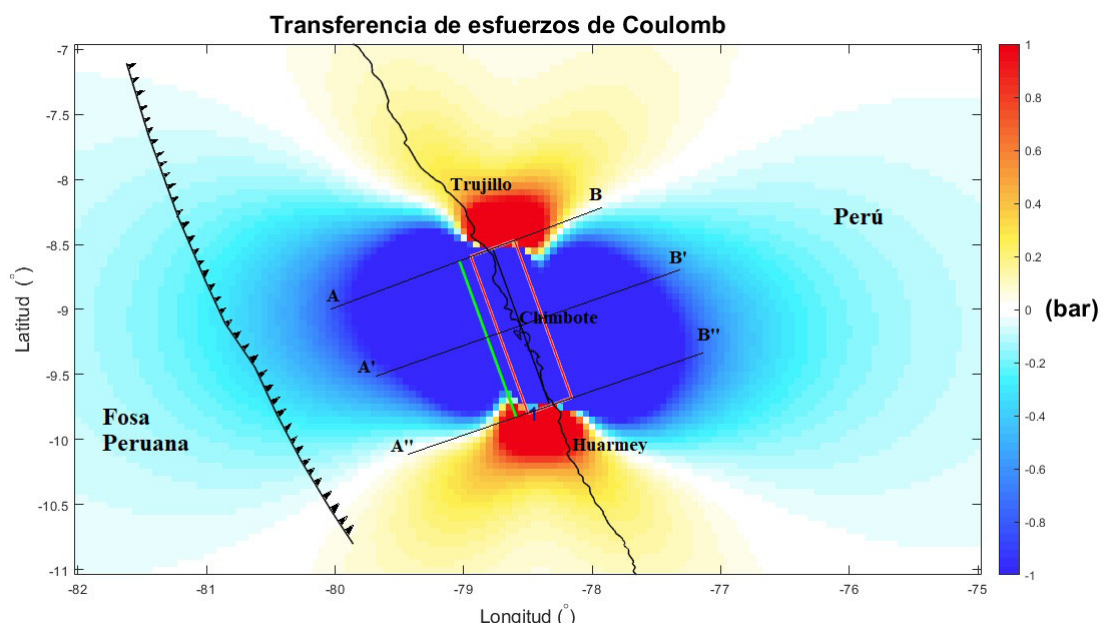


Figura 4.17: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Para la sección vertical (Figura 4.18) se observó en el corte superior (A-B) la naturaleza normal del evento sísmico donde el deslizamiento generó un lóbulo de carga de esfuerzos en la zona a profundidades superiores a los 100 km desde la punta superior hasta la punta inferior de la fuente sísmica, los lóbulos de incrementos a mas de 200 km de distancia en superficie implicaron la activación de la sismicidad en la costa sur de Trujillo. Los lóbulos de relajación de esfuerzos se orientan con dirección a la fosa peruana y a superficie. En el corte intermedio (A'-B') se observa una relajación de esfuerzos en las dos direcciones tanto hacia la fosa peruana como hacia el continente. En el corte inferior (A''-B'') el lóbulo de incremento de esfuerzos se orienta con dirección hacia la fosa peruana y se va atenuando llegando hacia los 100 km de profundidad, el lóbulo de relajación de esfuerzos se orienta hacia el continente.

Los modelos propuestos por Beck y Ruff (1989) y Stauder (1975) en las Figuras 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22 son análogos con el resultado del modelo Abe (1972) debido a que mantienen similares parámetros focales, los tres modelos son coherentes y corroboran el comportamiento lobular de los esfuerzos.

4.4. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 3 de octubre de 1974 (8.1 Mw)

Beck y Ruff (1989) consideran 5 sub-fuentes de deslizamiento, teniendo un deslizamiento de 3 m al norte y 7 m al centro de la fuente sísmica, el resto se ha considerado un valor de 0 m, por ello se considera una fuente heterogénea, cuyo resultado se muestra en la Figura 4.23.

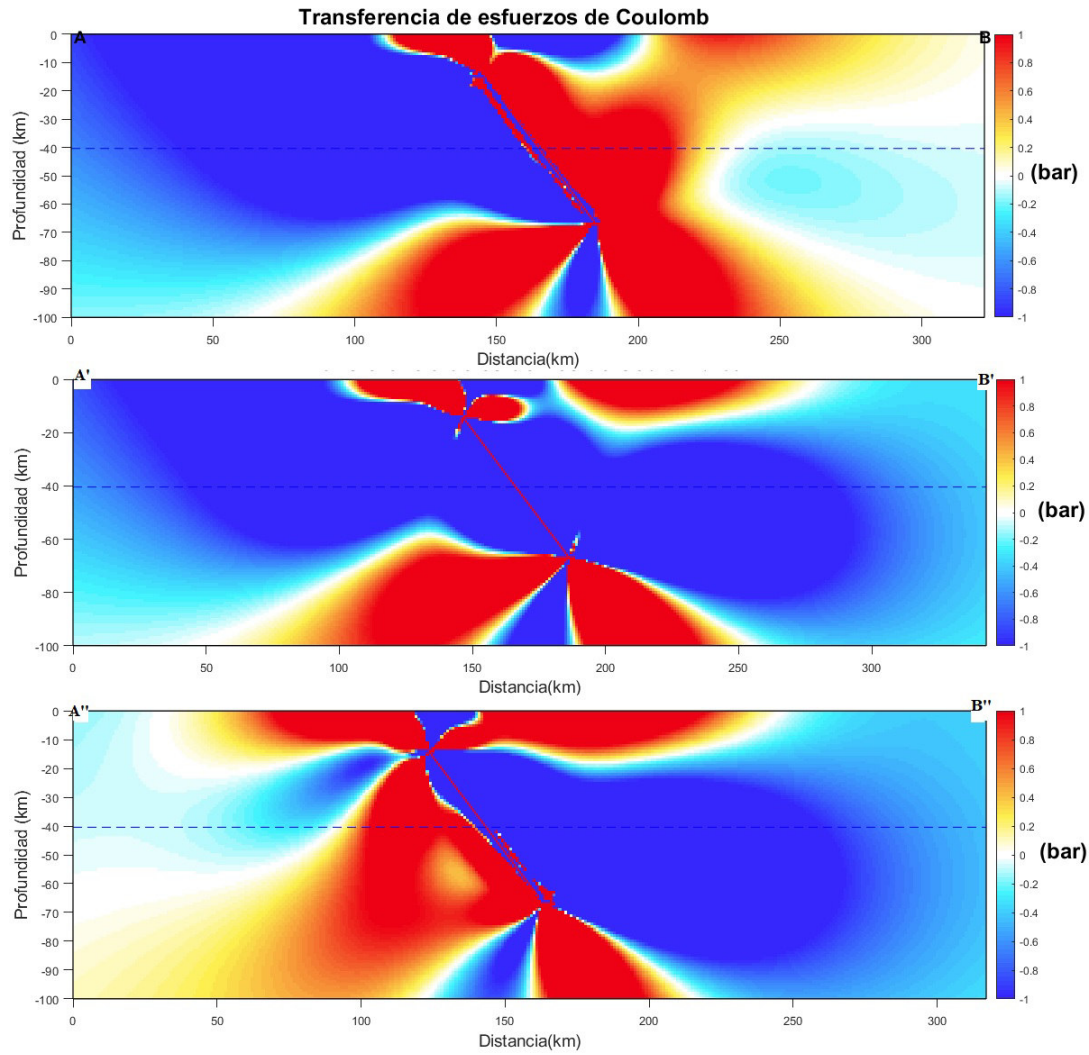


Figura 4.18: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Abe (1972) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

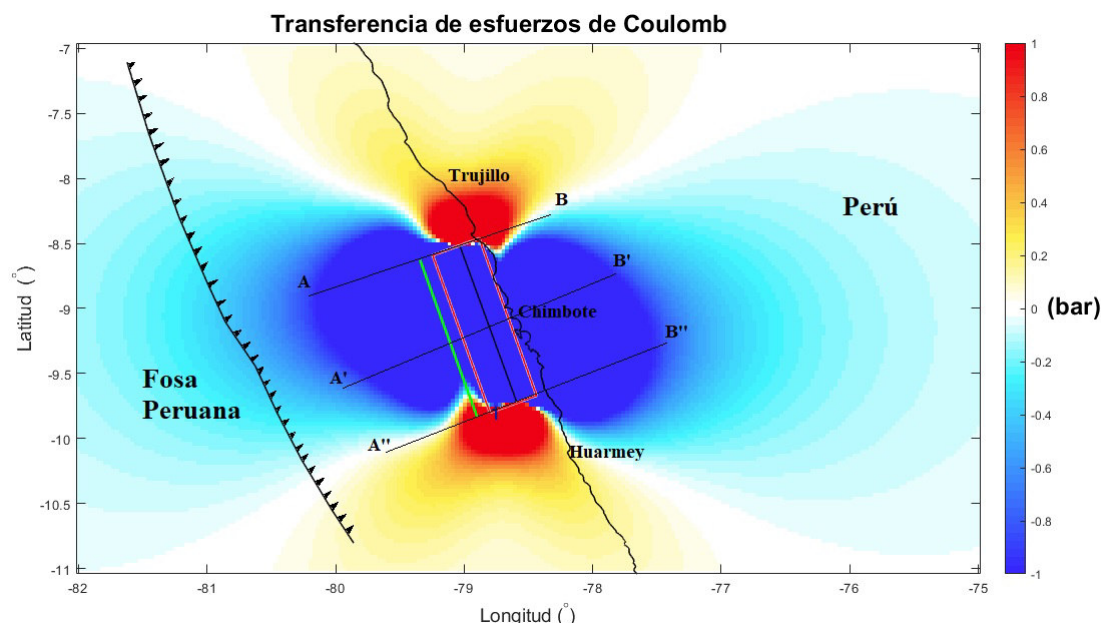


Figura 4.19: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se extienden por los extremos norte y sur de la fuente sísmica, la bahía de Pisco y alrededores tiene una alta acumulación de esfuerzos por liberarse, así mismo, las costas Huacho. Los lóbulos de relajación de esfuerzos se encuentran en dirección al continente y la fosa. La ciudad Huacho tiene una concentración de esfuerzos de 0.144 bares, la ciudad de Lima tiene una concentración de esfuerzos de -4.187 bares, la ciudad de Cañete tiene una concentración de esfuerzos de -0.241 bares, estos dos últimos zonas donde los esfuerzos han sido relajados, por último la ciudad de Pisco tiene una concentración de esfuerzos de 0.140 bares. Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 100 km en tres zonas específicas, un corte superior, intermedio e inferior al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica, los ejes A y B definen el corte realizado en distancia y visualizado en la Figura 4.24. El corte inferior al plano de ruptura tiene menor concentración de esfuerzos cerca a la parte inferior del plano de ruptura a una distancia mayor de 400 km a una profundidad entre los 40 a 60 km.

El modelo propuesto por Hartzell y Langer (1993) discretiza la fuente sísmica y tiene distintos valores de deslizamiento, los cuales se observan en la Figura 4.25, las sub-fuentes cercanas a la línea costa han liberado los esfuerzos hacia el interior del continente, así mismo, pero en menor intensidad en las 2 sub-fuentes de la parte norte cerca a la fosa se liberaron los esfuerzos. La ciudad costera de Pisco tomó un valor de transferencia de esfuerzos de Coulomb de 0.831 bares, la componente de cizalla tomó un valor de 1.088 bares y la componente normal fue de -0.643 bares lo cual implicó un acoplamiento sísmico y una activación de la sismicidad en toda entre la zona costera y la fosa peruana cercana a las latitudes -13.5° y -14° . La ciudad de Cañete registró un valor de transferencia de esfuerzos de Coulomb de 0.174 bares lo cual implicó una mínima carga de esfuerzos que no predomina con la componente de cizalla la cual tomó un valor de -1.345 bares, este valor de cizalla indicó que mayoritariamente los esfuerzos fueron

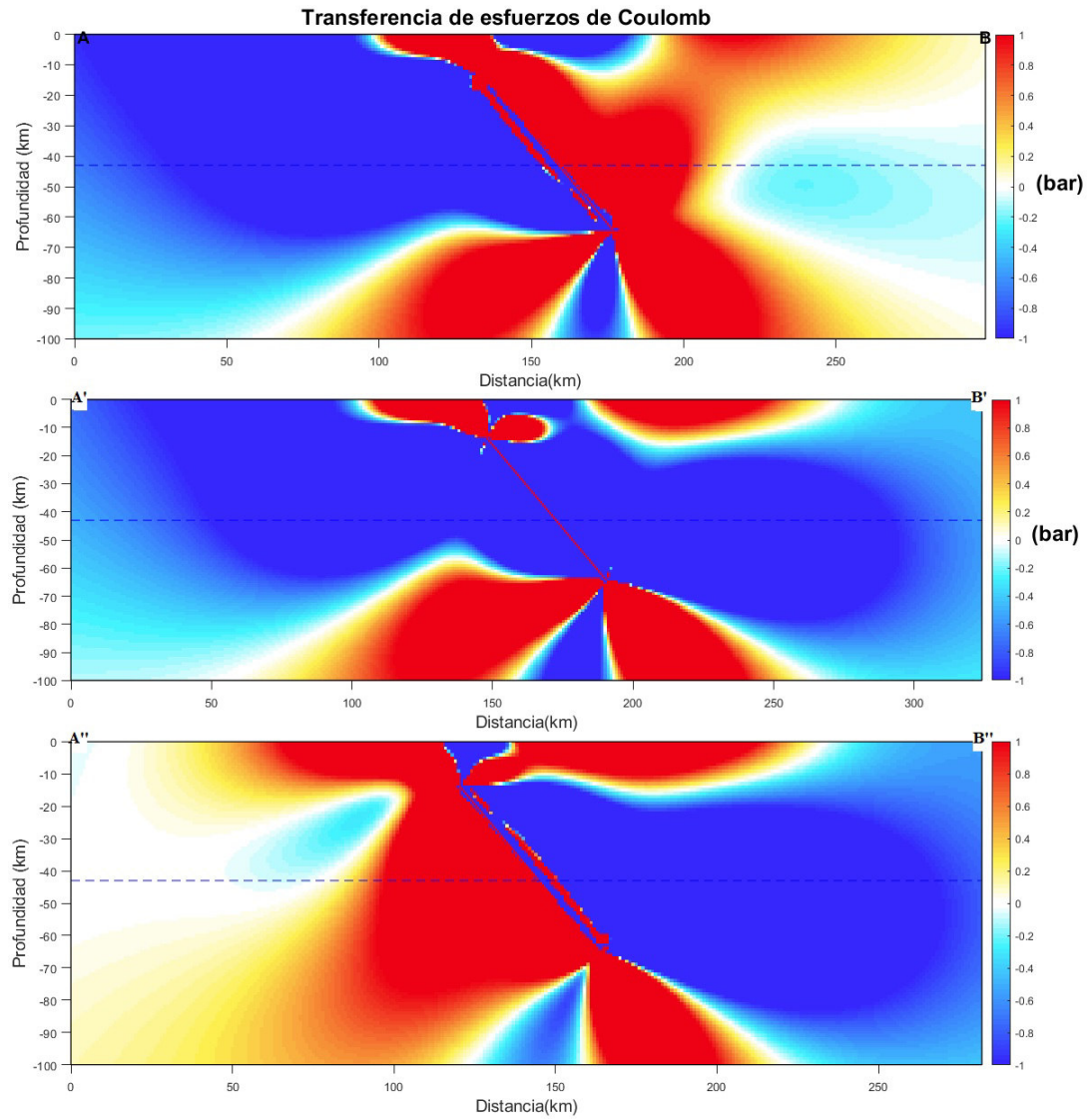


Figura 4.20: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

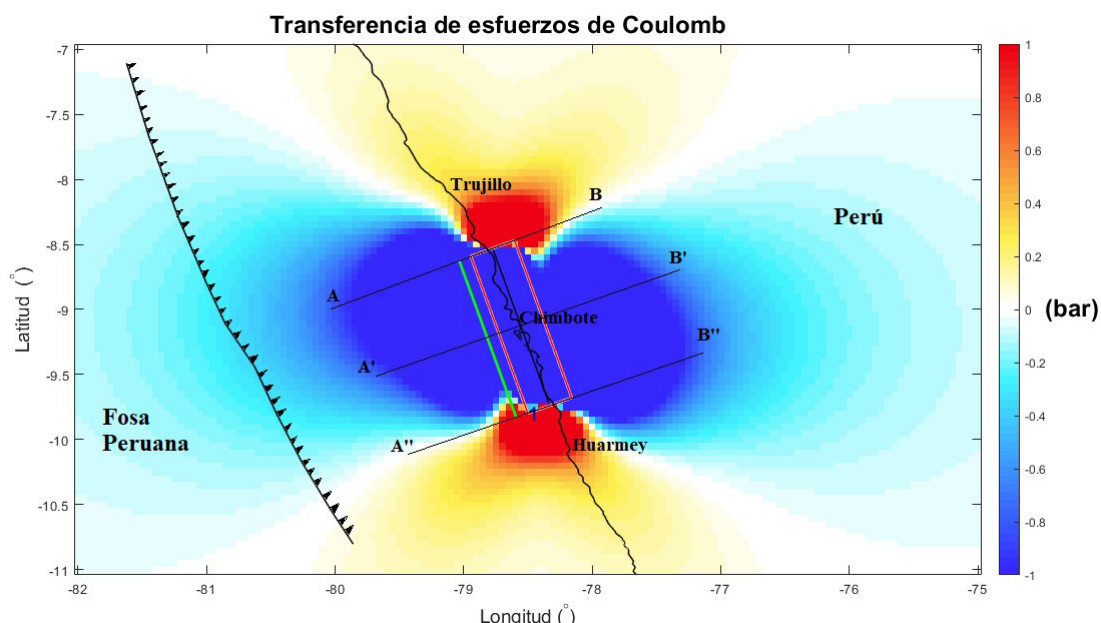


Figura 4.21: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto Stauder (1975) para el sismo de 1970. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

relajados y la componente normal de esfuerzos tomó el valor de 3.798 bares, este valor indicó un desacoplamiento sísmico debido a dicha relajación de esfuerzos en la zona. En la ciudad de Lima la transferencia de esfuerzos de Coulomb registró un valor de -6.213 bares este valor implicó una fuente sísmica relajada en conjunto con la componente de cizalla y normal que tomaron los valores de -5.874 y -0.846 bares respectivamente que reducen la activación de la sismicidad. En la ciudad de Chancay la transferencia de esfuerzos de Coulomb fue de 0.759 bares, la componente de cizalla fue de 0.859 bares y la componente normal fue de 0.250 bares indicaron que la ciudad de Chancay los esfuerzos se incrementaron y tuvo una activación de la sismicidad.

La sección vertical mostrada en la Figura 4.26 indican que en los cortes superior, intermedio e inferior la fuente sísmica se relajó parcialmente donde hubo mayor valor de deslizamiento, esta relajación de esfuerzos se observa con mayor intensidad en el corte superior donde los esfuerzos a una distancia entre los 150 km a 200 km se propagan a profundidades mayores entre los 60 km a más de 100 km. Se observa que la mayor activación de la sismicidad es en la zona superficial de cada corte y oscila entre las distancias menores a 150 km y a profundidades entre los 0 km y 50 km lo cual implicó que el próximo gran evento sísmico en la región puede ser de profundidad superficial.

El modelo propuesto por Langer y Spence (1995) considera la misma discretización del modelo propuesto por Hartzell y Langer (1993), los parámetros focales son similares a excepción del ángulo de deslizamiento que varía en mayor magnitud con el considerado por Hartzell y Langer (1993), ello implica un ligero cambio en el deslizamiento de la fuente sísmica, se observa en la Figura 4.27 en la sub-fuente inferior izquierda un pequeño grupo de relajación de esfuerzos. La correlación de las réplicas se mantiene similar a la de Hartzell y Langer (1993). La ciudad de Pisco y balnearios cercanos fueron una zona de alto riesgo sísmico al sur del plano de ruptura

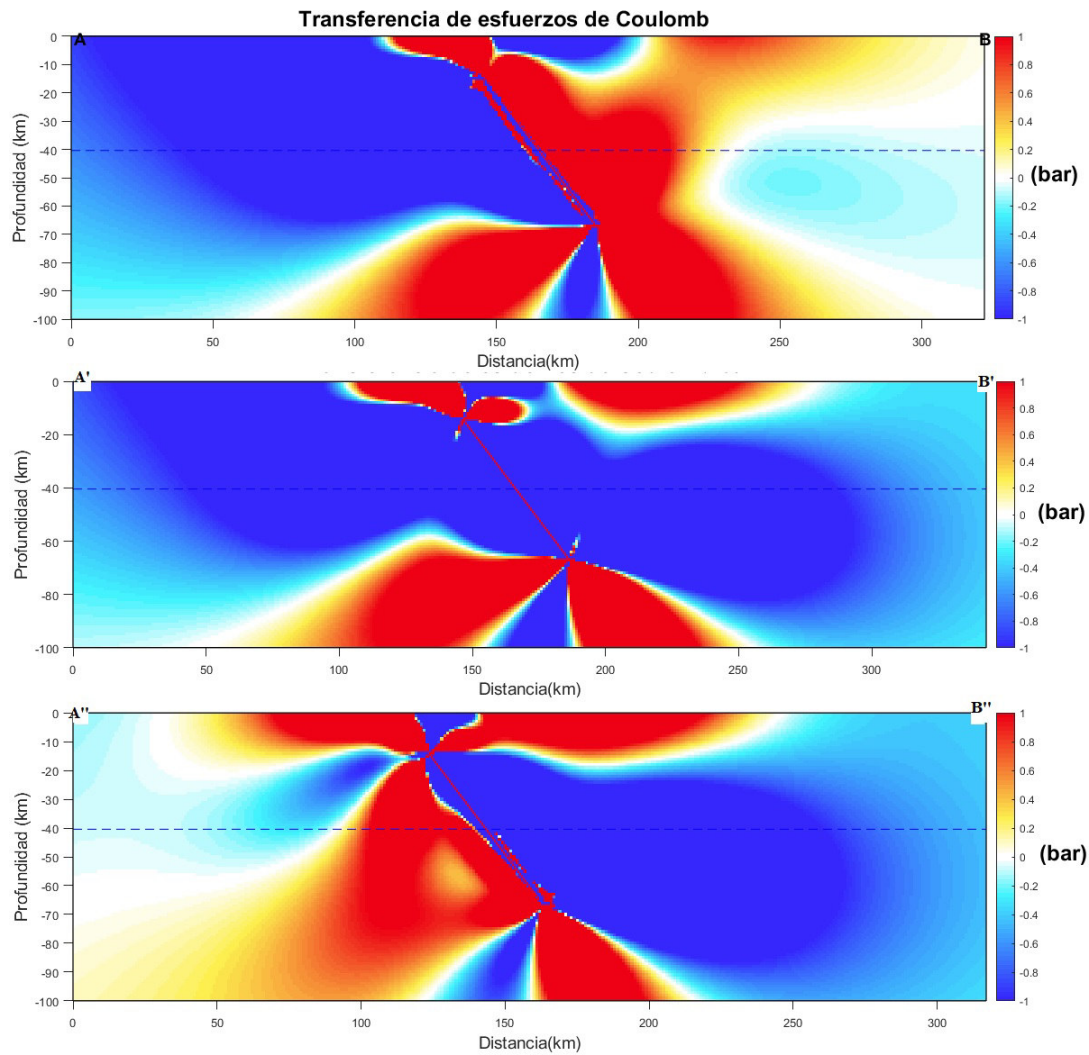


Figura 4.22: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto Stauder (1975) para el sismo de 1970. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

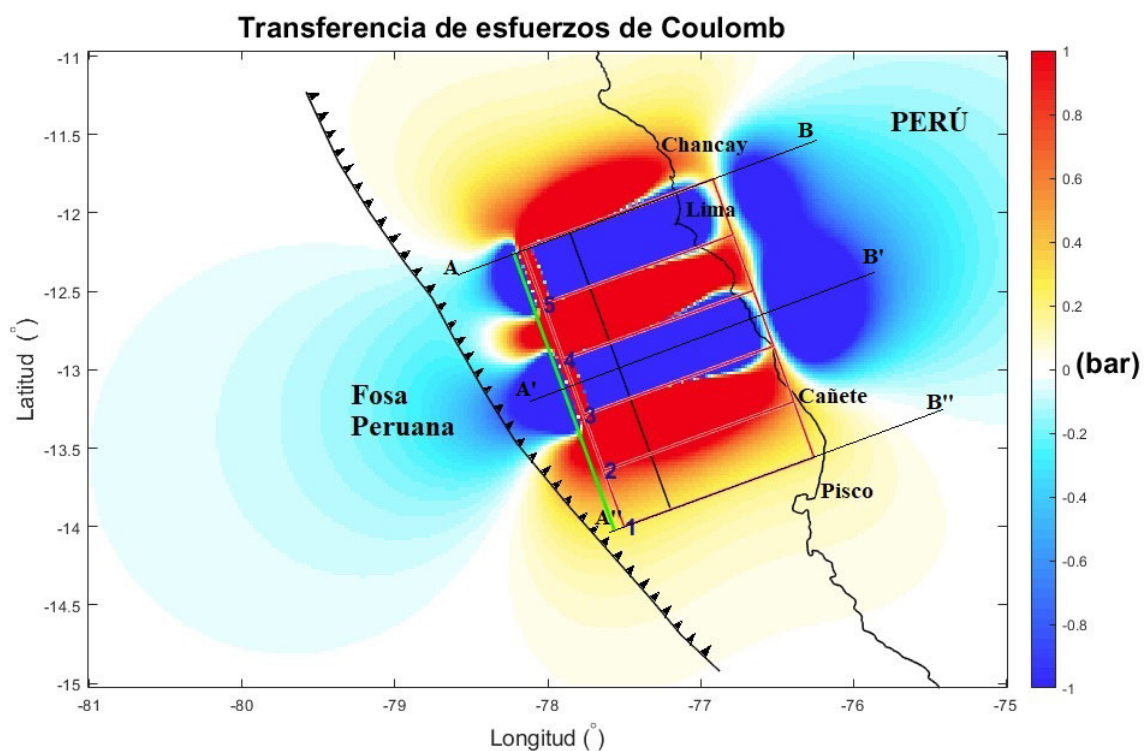


Figura 4.23: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

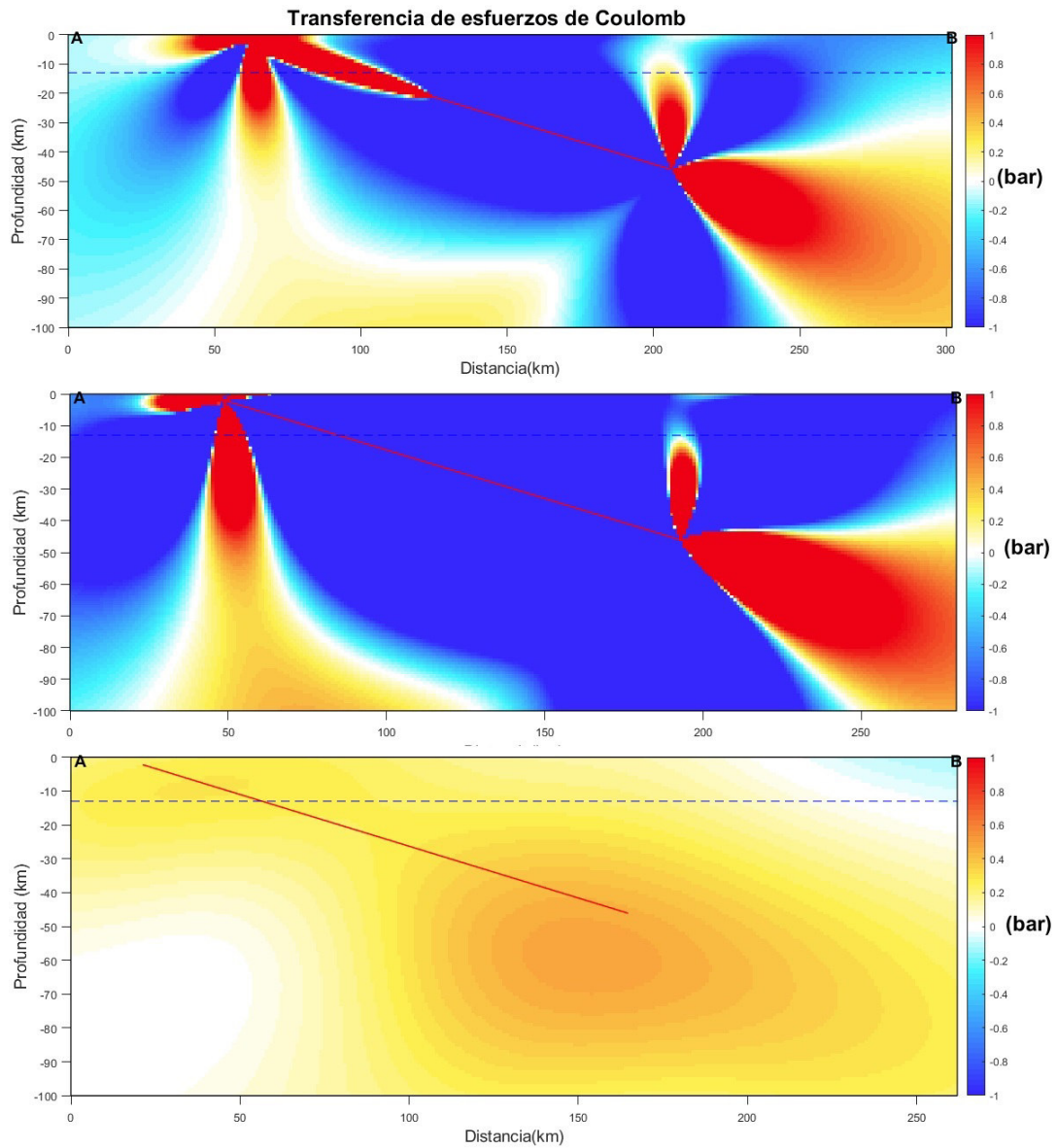


Figura 4.24: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

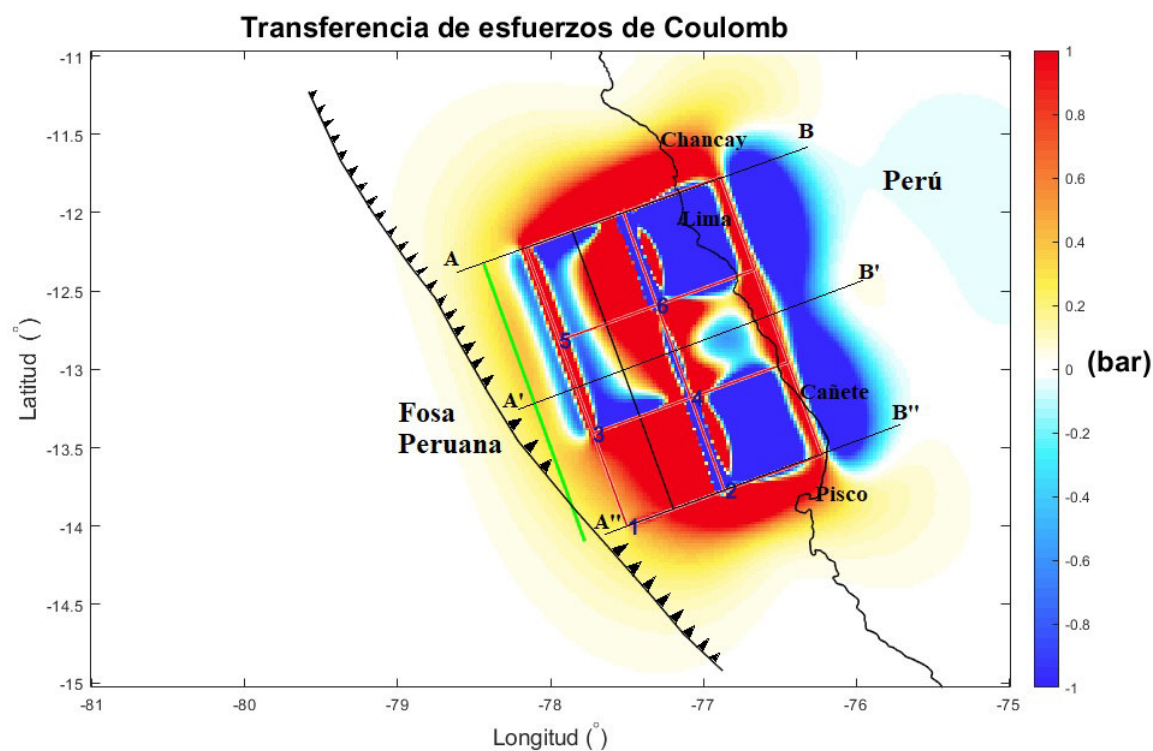


Figura 4.25: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Hartzell y Langer (1993) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

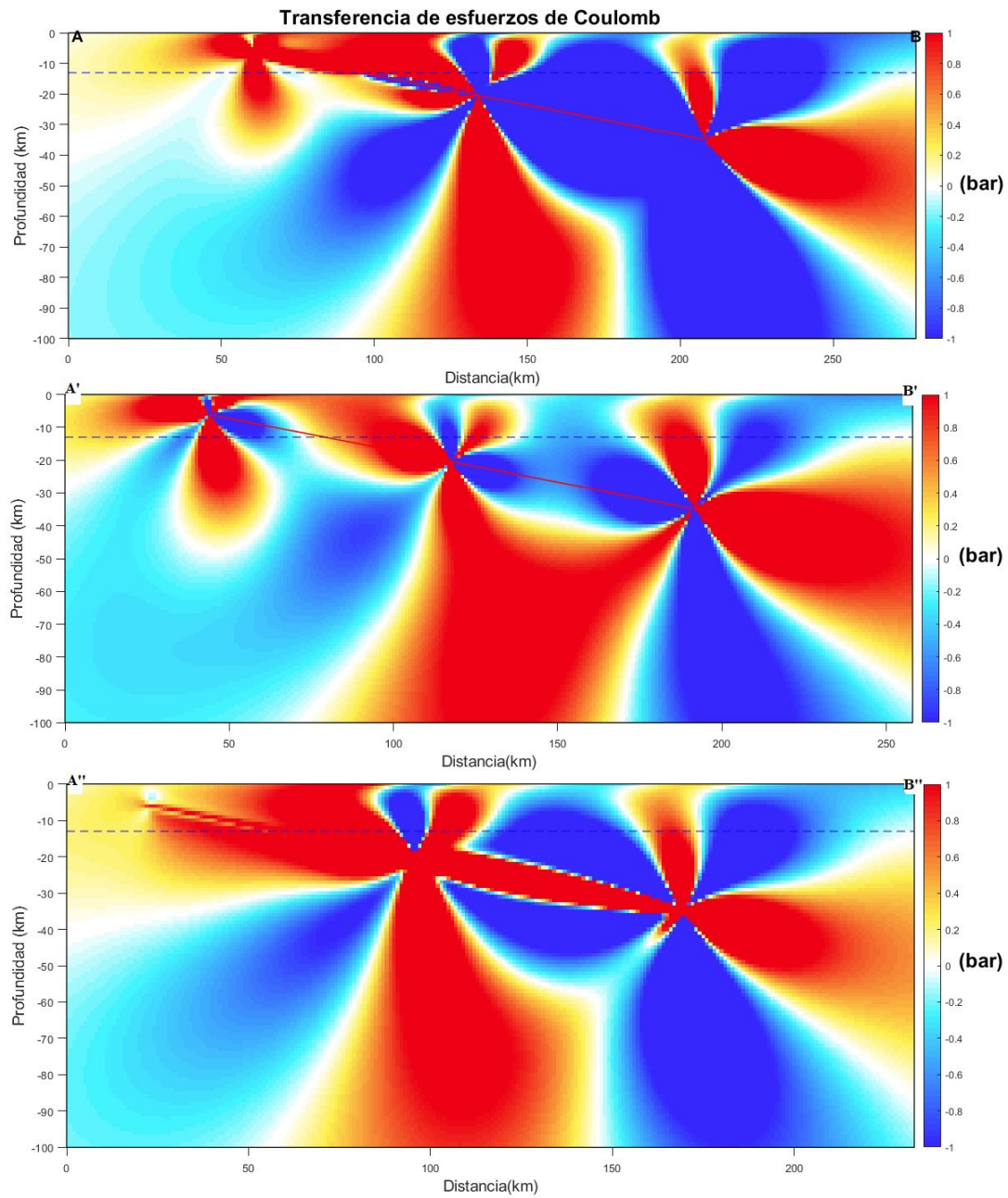


Figura 4.26: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Hartzell y Langer (1993) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

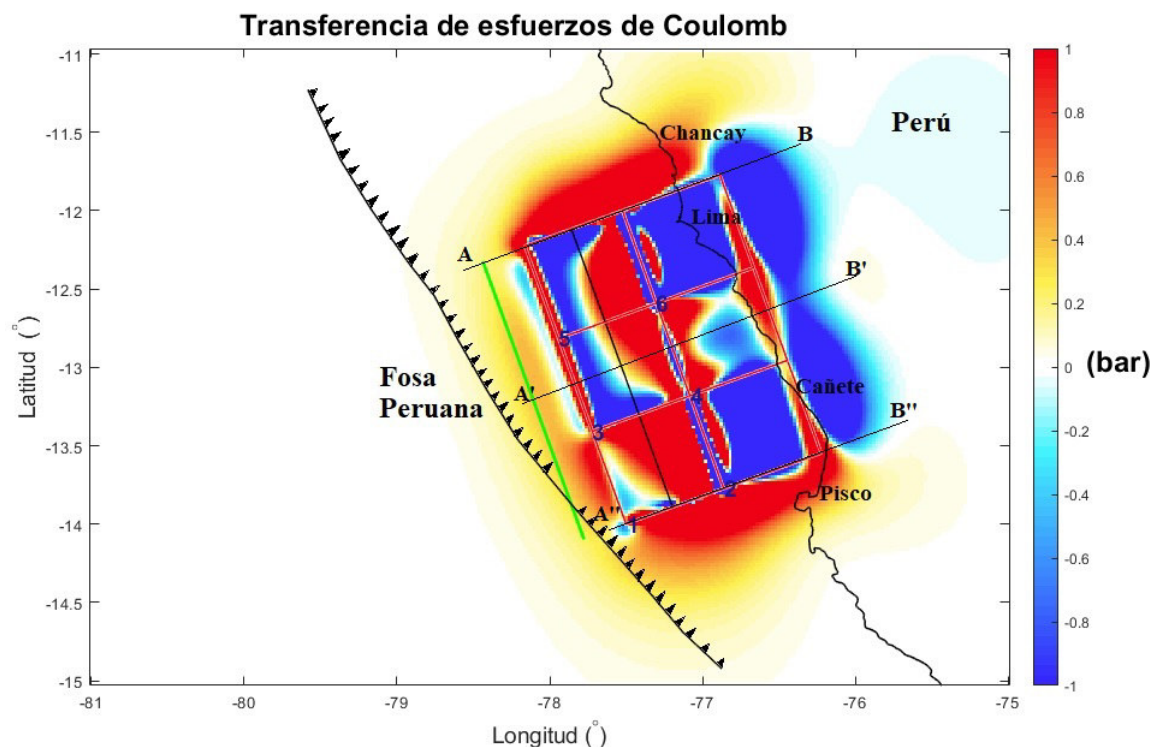


Figura 4.27: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Langer y Spence (1995) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

hasta el evento sísmico del 15 de agosto del año 2007, así mismo la ciudad costera de Huacho. La sección vertical de la Figura 4.28 muestra un ligero aumento en la relajación de esfuerzos y una atenuación en la acumulación. Como se menciona en el anterior párrafo, es debido a la variación en el ángulo de deslizamiento, lo cual nos hace ver las tres zonas anteriores de relajación de esfuerzos, pero con mayor nitidez.

El modelo propuesto por Okal y Newman (2001) mantiene similares características que Beck y Ruff (1989) salvo la discretización de la fuente sísmica la cual ha dado como resultado dos sub-fuentes (Figura 4.29), la inferior tiene una pequeña área de acumulación de esfuerzos lo cual a generado que la relajación se atenúe en la zona inferior izquierda del plano de ruptura. Para la sección vertical en la Figura 4.30 se ha hecho un corte a lo largo de la sub-fuente inferior la cual contiene ese lóbulo acumulado de esfuerzos, se observa que este lóbulo de acumulación de esfuerzos se propaga entre una distancia de 300 a 400 km desde la superficie hasta una profundidad de casi 40 km con dirección u orientación al ángulo de buzamiento, este comportamiento se debe al deslizamiento en el área de acumulación de esfuerzos que se observa en la sub-fuente inferior.

El modelo propuesto por Okal et al. (2006) es igual en parámetros focales, discretización y valores de deslizamiento al de Okal y Newman (2001); para la sección verical haremos un corte en la sub-fuente superior la cual se observa en las Figuras 4.31 y 4.32, el comportamiento lobular de los esfuerzos es análogo al de Beck y Ruff (1989) debido a que esa sub-fuente es homogénea y constante. Haciendo un balance sobre cada modelo se llega a la conclusión que el modelo propuesto por Langer y Spence (1995) es el más óptimo debido a un mejor criterio de los valores

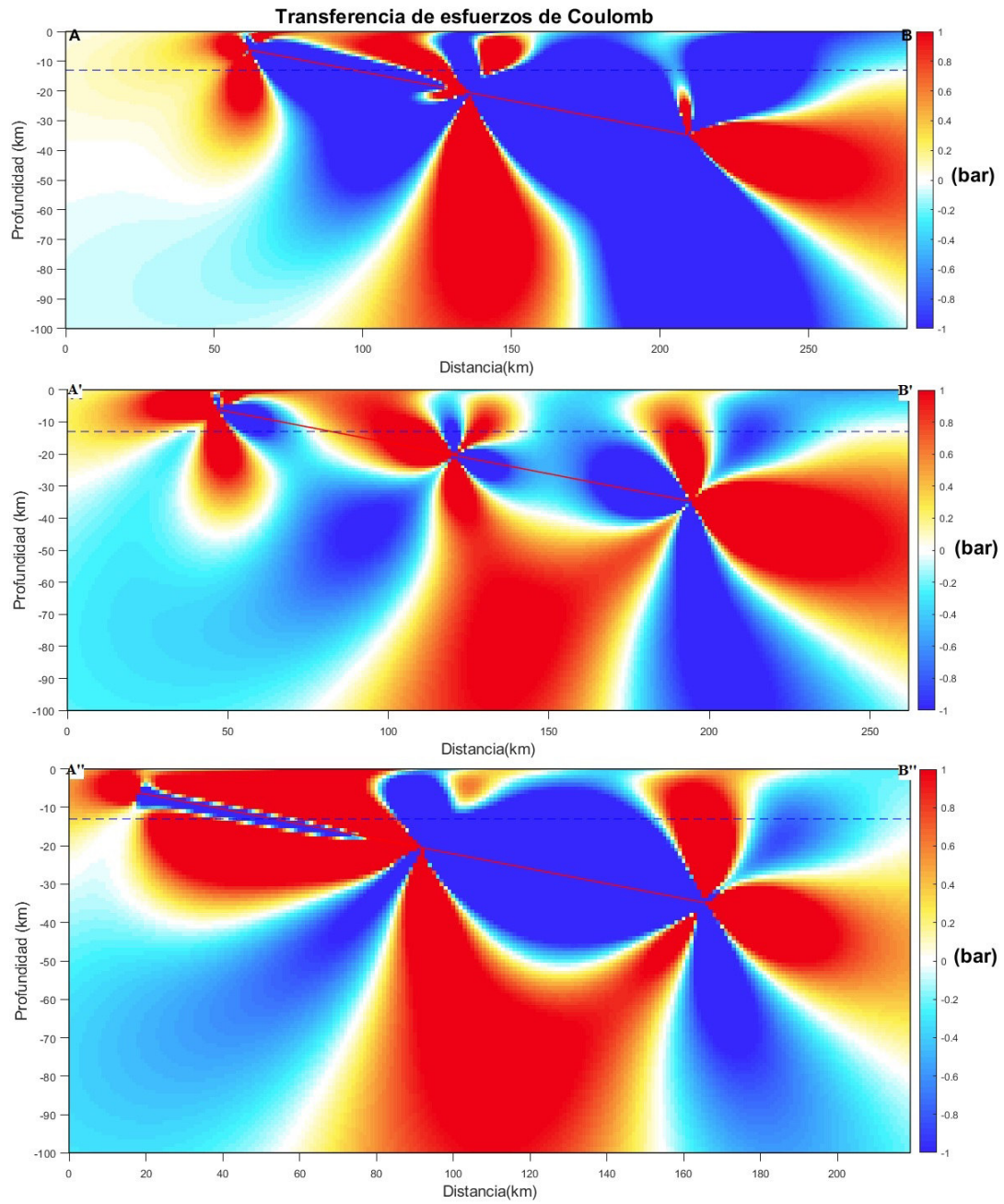


Figura 4.28: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Langer y Spence (1995) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

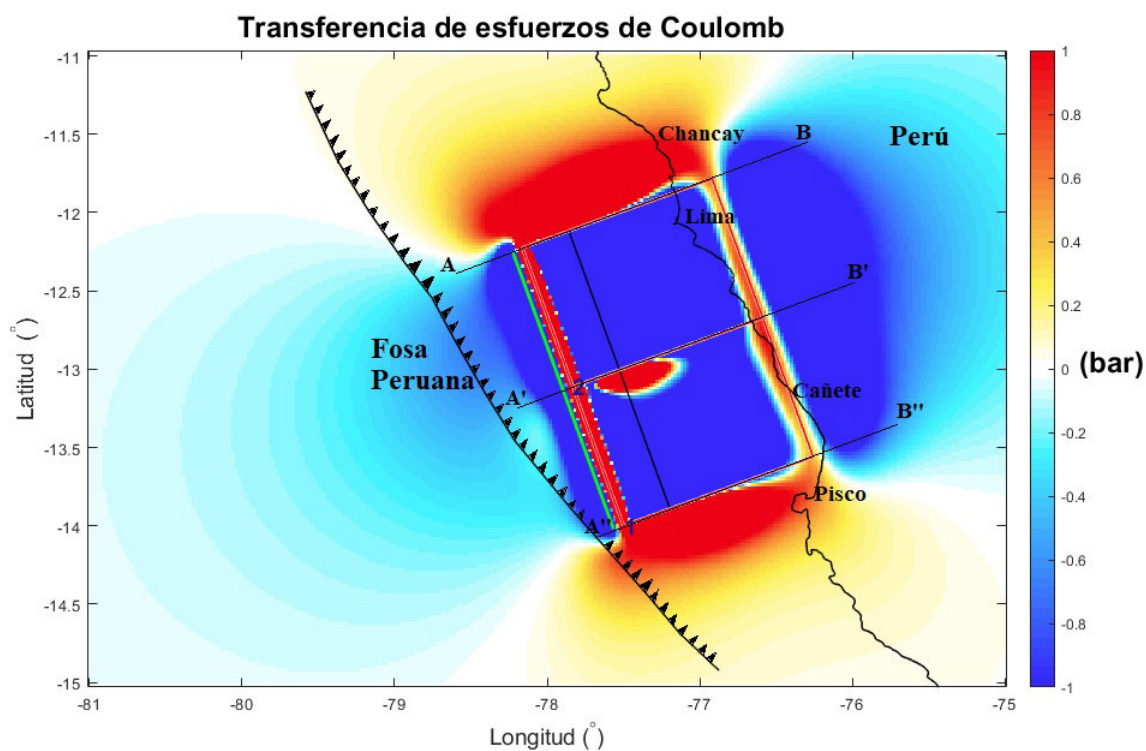


Figura 4.29: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Okal y Newman (2001) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazado de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

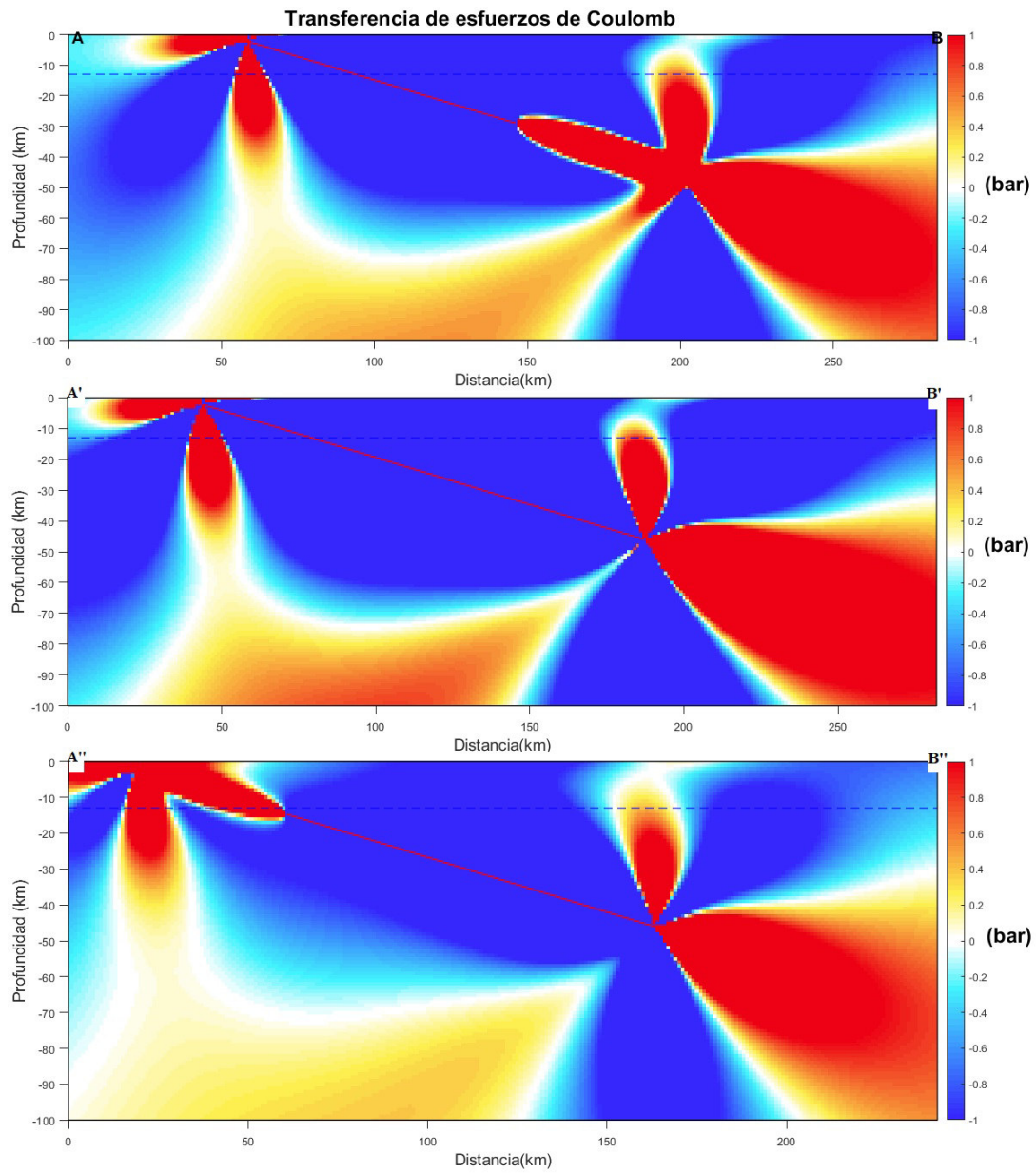


Figura 4.30: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Okal y Newman (2001) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

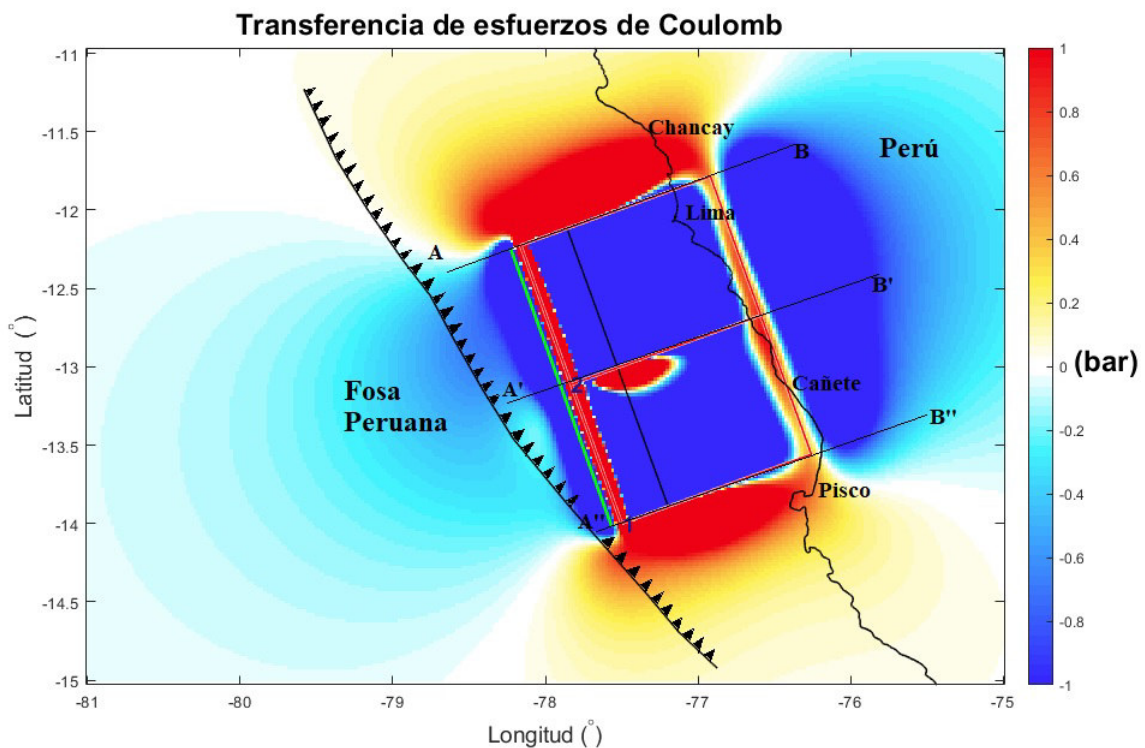


Figura 4.31: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Okal et al. (2006) para el sismo de 1974. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

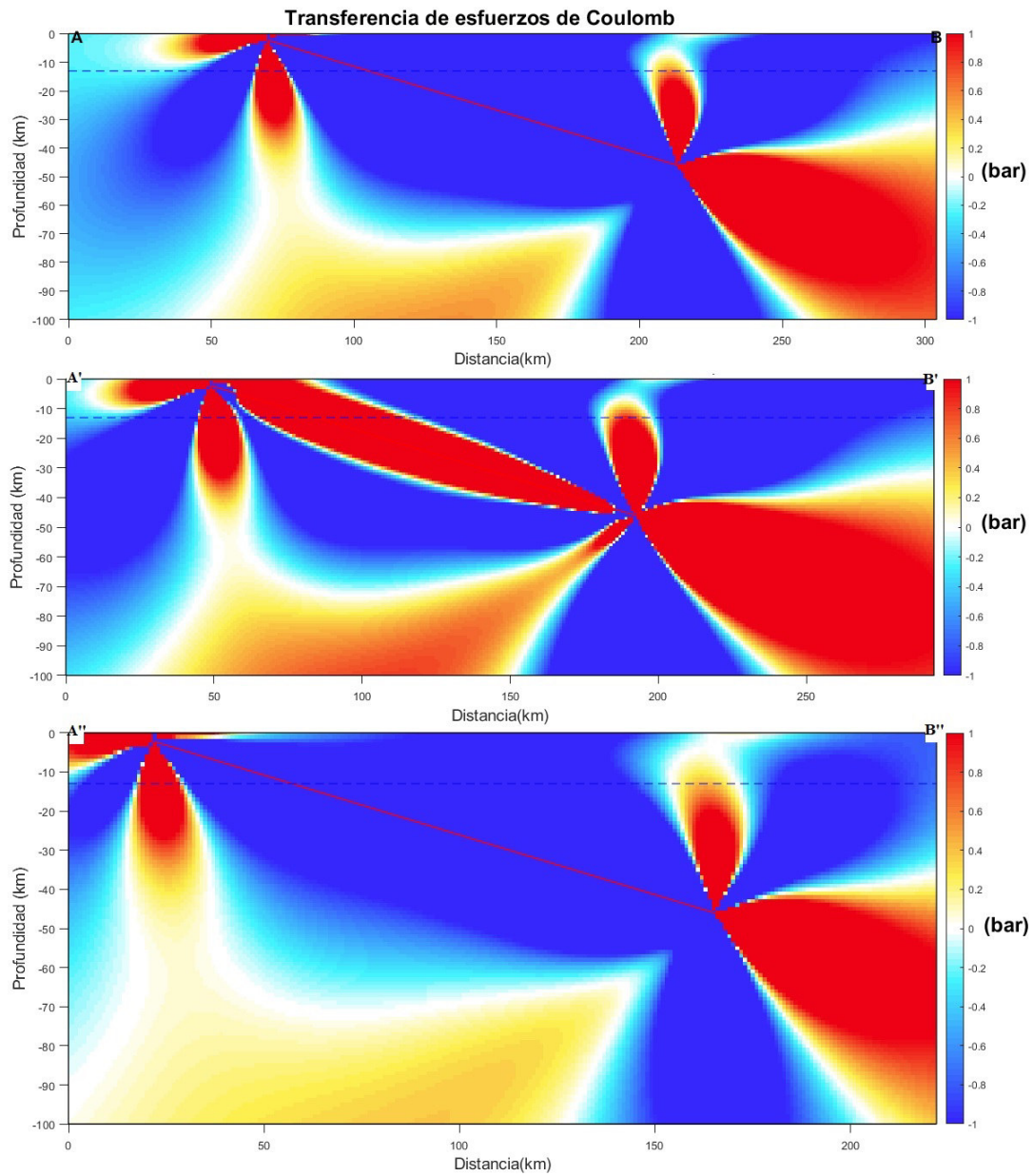


Figura 4.32: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Okal et al. (2006) para el sismo de 1974. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

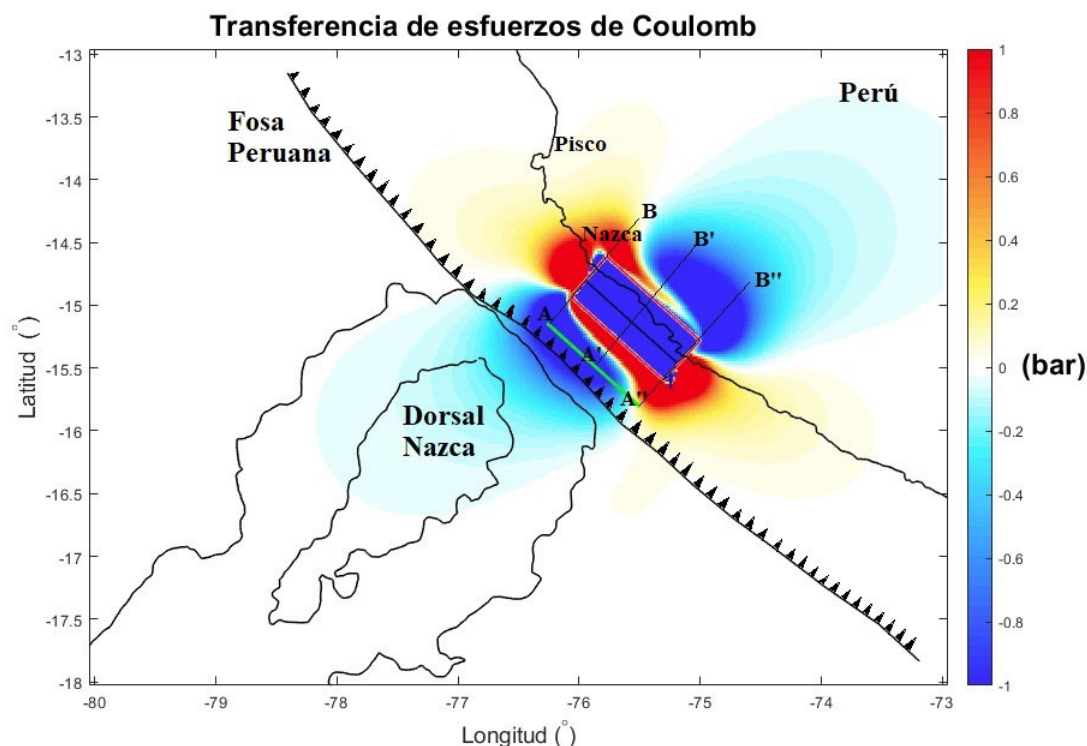


Figura 4.33: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

de dislocación o deslizamiento que distribuyen mejor los patrones lobulares y dan una mejor visualización de la migración y relajación de esfuerzos.

4.5. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw)

Para el modelo propuesto por el Global CMT a través de su mecanismo focal, se observa en la Figura 4.33 dos grandes lóbulos de relajación de esfuerzos que se propagan en dirección al continente y en dirección a la fosa y la dorsal de Nazca, esta última con una concentración cerca a ella, el incremento de esfuerzos, cerca a la fosa peruana existen valores de -1.31 bares lo cual implicó menor activación de la sismicidad y acoplamiento sísmico, asimismo al interior del continente, específicamente al este de la ciudad de Nazca. La acumulación de esfuerzos tiene una propagación noroeste en dirección hacia la ciudad de Pisco, la ciudad costera de Nazca se vió afectada por el aumento o concentración de esfuerzos en sus zonas circundantes siendo el norte de Nazca la zona de mayor incremento de esfuerzos con valores entre los 1.64 bares, los cuales se van atenuando como se indica hacia la ciudad de Pisco. El incremento de esfuerzos también es registrado en dirección sureste con predominancia entre las latitudes 15.5° y 16° entre la línea de costa y la fosa peruana

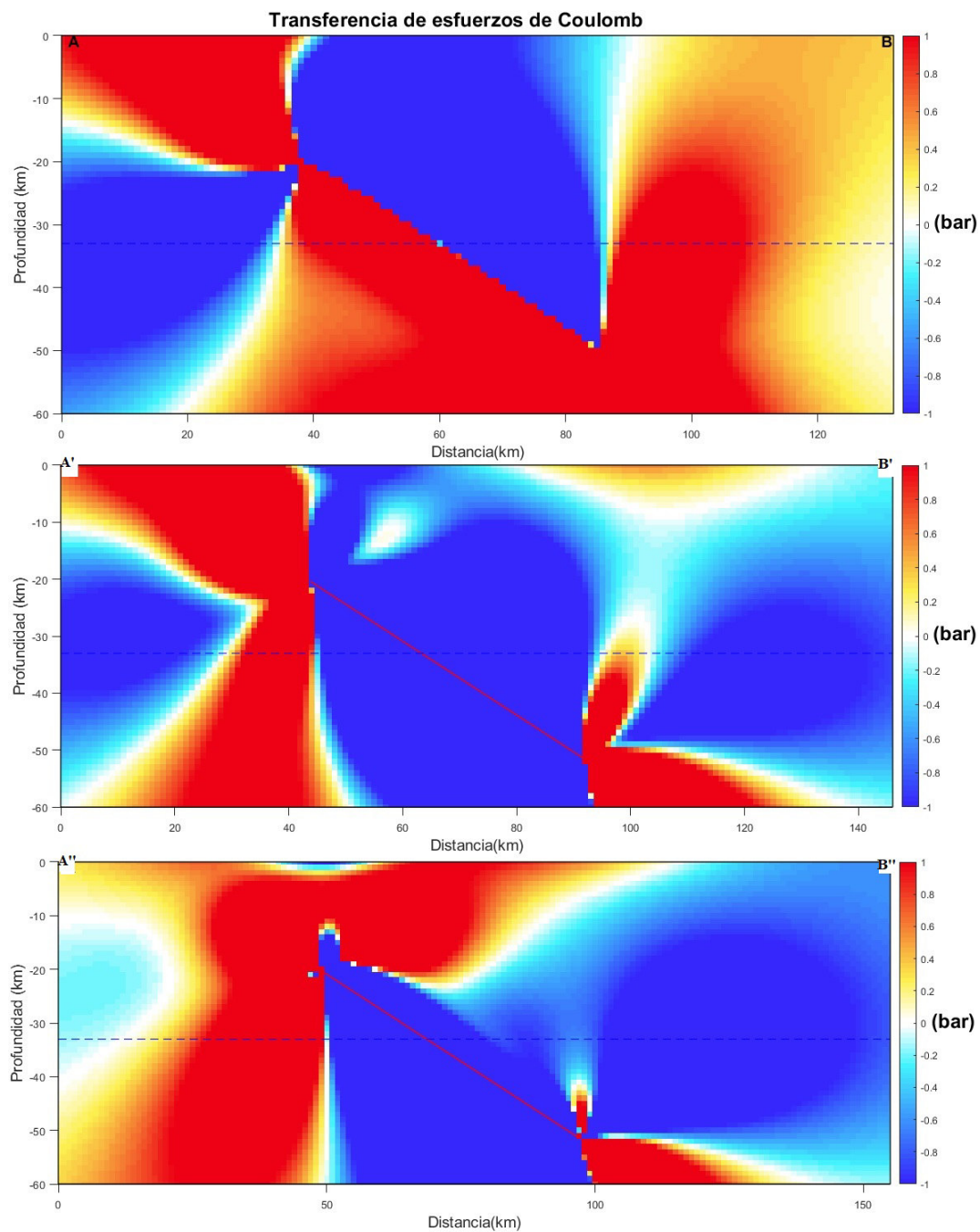


Figura 4.34: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

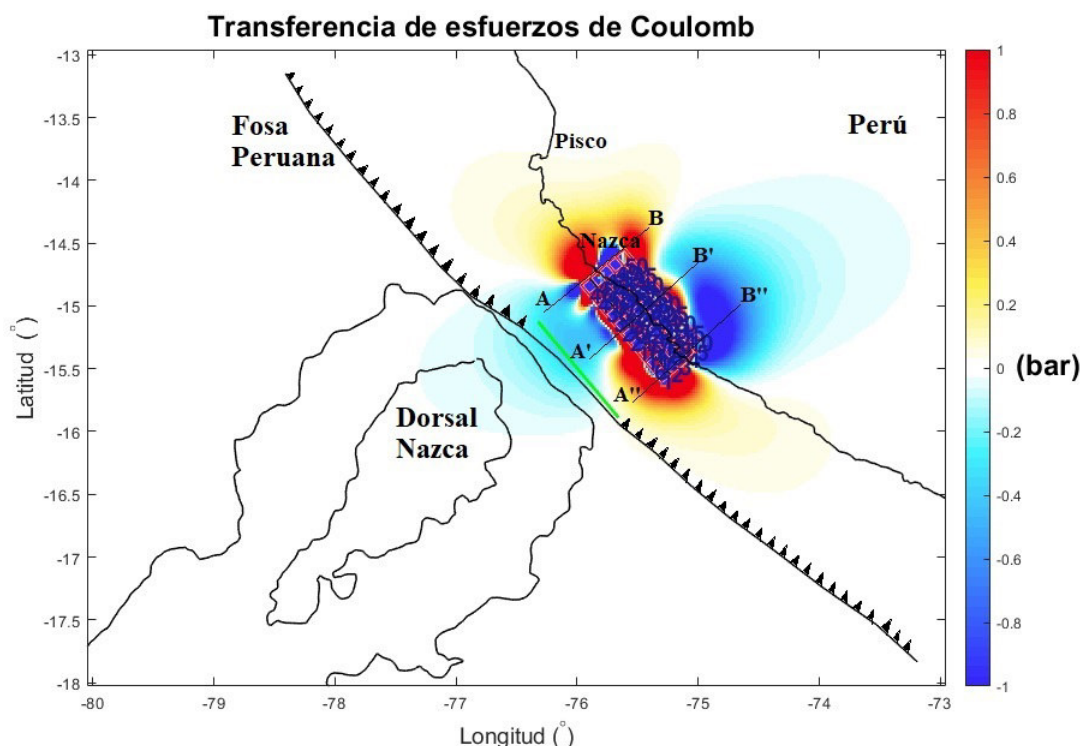


Figura 4.35: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el NEIC-USGS para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 60 km en tres zonas específicas, un corte superior, intermedio e inferior al plano de ruptura a fin de visualizar el comportamiento de los patrones lobulares a lo largo de la fuente sísmica. En el corte superior se observa una activación de la sismicidad e incremento de esfuerzos de Coulomb debido a que la acumulación de esfuerzos positivos se propagan en el extremo superior del plano de ruptura a profundidades superiores a 100 km, además de ello se observa que entre las distancias 0 km y 40 km del punto A la activación de la sismicidad es superficial, esta activación es cercana a la ciudad de Nazca hasta profundidades cercanas a 20 km. La misma característica superficial de activación de la sismicidad se observa en los cortes intermedio e inferior entre las mismas distancias y a mayores distancia (100 km) se observa una relajación de esfuerzos lo cual implica una relajación superficial en dirección al continente.

Para el modelo propuesto por el catálogo sísmico NEIC-USGS a través de su mecanismo focal, se observa en la Figura 4.35 similares patrones lobulares de relajación de esfuerzos que se propagan en dirección al continente y en dirección a la fosa atenuándose mientras más se acerca a la dorsal de Nazca. Los valores de deslizamiento mencionados en el capítulo 3, originan cambios en el comportamiento lobular cercano a la zona de Nazca, estos cambios originan un lóbulo de incremento esfuerzos al sur de la ciudad de Nazca, la ciudad de Pisco está muy lejada a a los patrones lobulares de incremento de esfuerzos y su interacción es casi mínima. La mejor discretización de 50 sub-fuentes al plano de ruptura mejora la calidad de los patrones lobulares de esfuerzos de Coulomb.

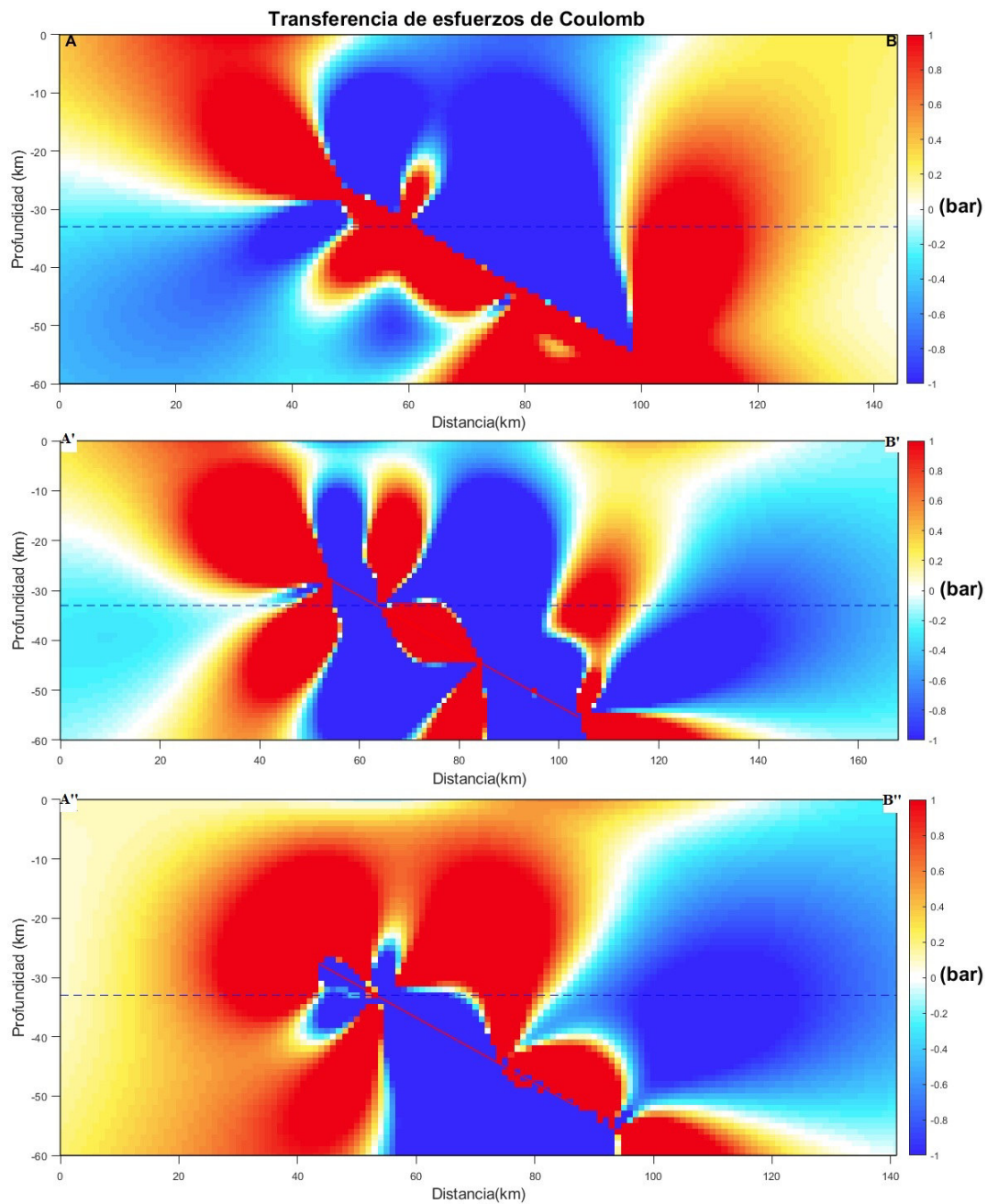


Figura 4.36: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el NEIC-USGS para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

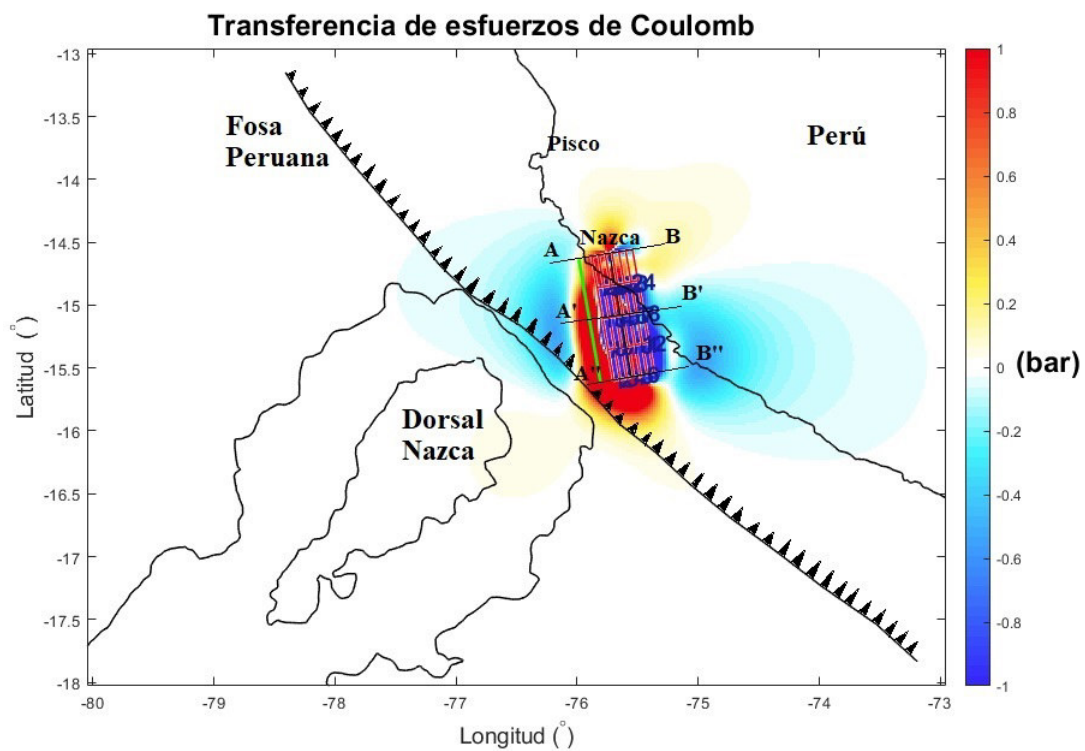


Figura 4.37: Modelado de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999) para el sismo de 1996. La línea verde indica el trazo de falla en la superficie o proyectado hacia la superficie, el número 1 en la esquina inferior izquierda del plano de ruptura indica el punto de pivote y/o el inicio de la falla. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

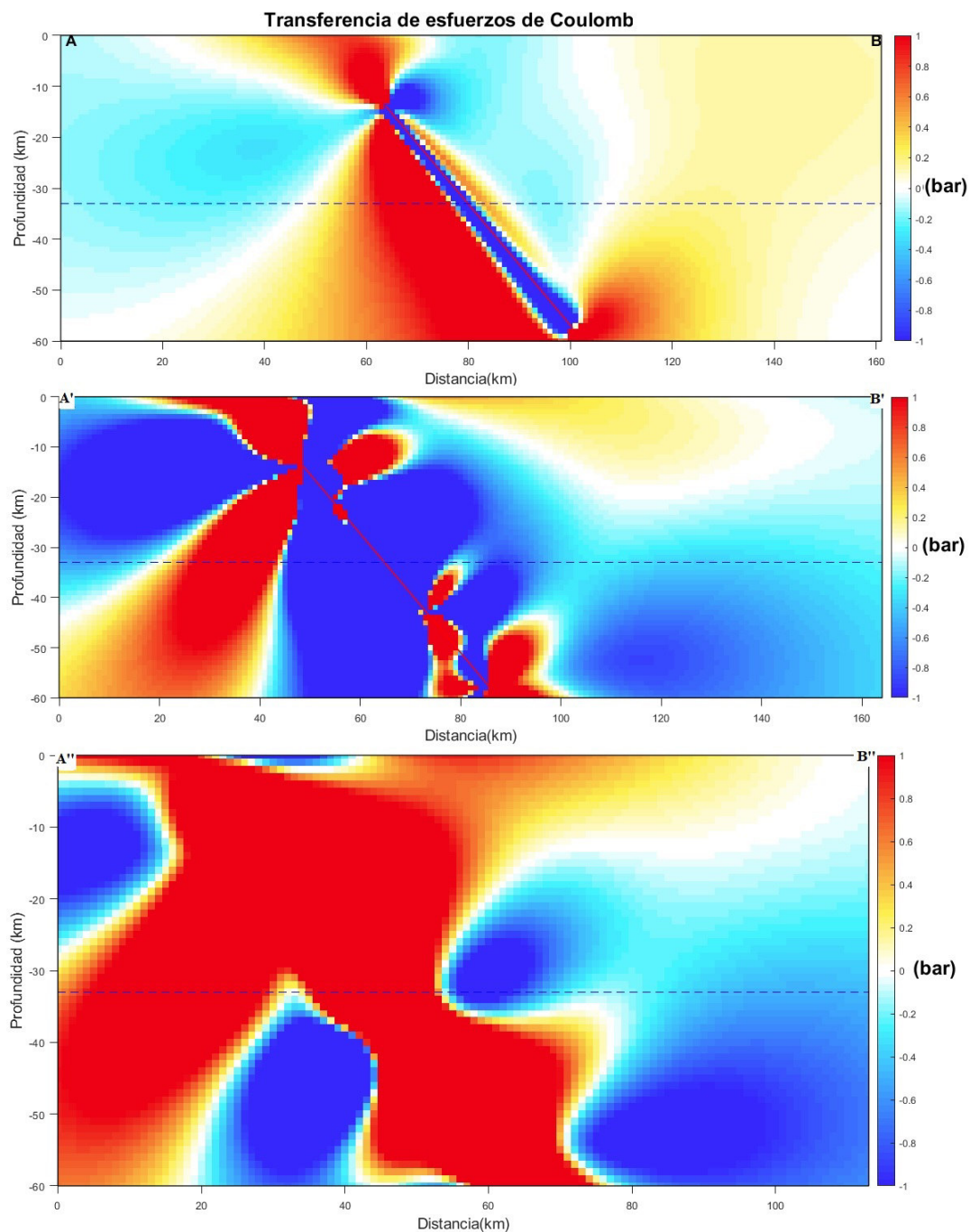


Figura 4.38: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999) para el sismo de 1996. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Para la obtención de la sección vertical se ha hecho un corte con una profundidad de 60 km en tres zonas específicas (Figura 4.36), tanto el corte superior, intermedio e inferior manifiesta una heterogeneidad en los patrones lobulares en la fuente sísmica debido a la discretización se observa que mantiene la activación de la sismicidad superficial hasta los 30 km de profundidad, solo en el corte superior se observa que a mayor distancia entre los 100 km y más de 140 km el lóbulo de incremento de esfuerzo se va propagando hasta atenuarse al llegar a la superficie, caso contrario a los cortes intermedio e inferior donde la propagación a superficie está relacionado a la relajación de esfuerzos en dirección al continente.

Para el modelo propuesto por Spence et al. (1999) a través de su mecanismo focal, se observa en la Figura 4.37 una disminución de la intensidad del patrón lobular de relajación, asimismo un cambio de dirección de dichos lóbulos en dirección sureste y noroeste tal como muestra la Figura 4.37. El incremento de esfuerzos se ve disminuido en dirección norte camino a las ciudades de Nazca y Pisco, manteniéndose el incremento en dirección suroeste cercano a la fosa peruana. La sección vertical (Figura 4.38) muestra en el corte superior un cambio en dirección y una atenuación de los esfuerzos positivos de Coulomb esto es debido al cambio mayor valor de buzamiento de la fuente sísmica y un mayor ángulo de deslizamiento, es por ello que se observa que la activación de la sismicidad disminuye en comparación a los otros modelos trabajados parrafos anteriores, esta atenuación de la actividad de sismicidad también disminuye en el corte intermedio y los lóbulos de incremento de esfuerzos dentro de la fuente sísmica disminuyen, en el corte inferior los lóbulos de incrementos de esfuerzos aumentan pero en dirección a la fosa peruana entre las latitudes 15.5° y 16° y se van propagando a mayores profundidades de los 100 km.

Haciendo un balance de los modelos estudiados se llega a la conclusión que el modelo propuesto por el mecanismo focal del catálogo NEIC-USGS es el más coherente pues analizando el valor del ángulo de buzamiento es coherente con el propuesto por Stauder (1975) y Villegas et al. (2016) donde se indica que la zona sur del Perú a partir de la dorsal de Nazca los valores de los ángulos de buzamiento tienen valores entre los 20° y 25°. Este modelo tiene ventajas no solo en su coherencia con el ángulo de buzamiento sino también con la discretización realizada la cual acerca a un mejor comportamiento de las orientaciones de los patrones lobulares de incremento y relajación de esfuerzos.

4.6. Transferencia de esfuerzos de Coulomb para el sismo del 15 de agosto de 2007 (8.0 Mw)

Para el modelo propuesto por Bigg et al. (2009) ha discretizado en 25 sub-fuentes la fuente sísmica. En la Figura 4.39, se observa que la relajación de esfuerzos se encuentra en mayor intensidad en dirección Este hacia el continente y en menor intensidad en dirección oeste hacia la fosa. Asimismo, se observan tres lóbulos de relajación de esfuerzos en dirección a la fosa donde el interior es más grande que del medio y el superior mucho menor aún, esto es debido a los valores de deslizamiento de cada sub-fuente. Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se localizan en los extremos norte, con mayor tendencia hacia el mar y hacia el sur con mayor tendencia al continente. La transferencia de esfuerzos de Coulomb en la ciudad de Lima registró un valor de 0.027 bares lo cual indicó que el lóbulo de esfuerzos de Coulomb se va atenuando en dirección norte de la fuente sísmica, los valores de esfuerzos de cizalla y normal registraron valores de 0.031 y -0.010 bares respectivamente e implicó una mínima carga de esfuerzos en la zona y una poca activación de la sismicidad como también un menor deslizamiento. La ciudad de Cañete registró un valor de -1.382 bares de transferencia de esfuerzos de Coulomb, las componentes de cizalla

y normal registraron valores de -2.599 y 3.043 bares respectivamente lo cual implicó un mayor valor de deslizamiento por su proximidad al plano de ruptura y una relajación de esfuerzos con dirección al continente. La ciudad de Pisco, epicentro del evento sísmico, registró una transferencia de esfuerzos de Coulomb de -16.683 bares lo cual implicó que la sub-fuente en la que se ubicó el epicentro fue totalmente relajada debido al alto acoplamiento y a posterior una alta liberación de esfuerzos.

La sección transversal del modelo propuesto por Bigg et al. (2009) en la Figura 4.40, muestra en el corte superior un lóbulo de incremento de esfuerzos a nivel superficial entre los 0 km y los 20 km de profundidad a una distancia entre los 20 a 80 km esto implica una activación de la sismicidad, asimismo se observa una activación de la sismicidad entre los 150 y 200 km de distancia en todo el largo de profundidad pero en especial entre los 0 km y 20 km donde el lóbulo de esfuerzos tiene mayor tamaño. En el corte intermedio se observa una heterogeneidad de lóbulos de esfuerzos en la fuente sísmica, este comportamiento es debido a la discretización de la fuente sísmica donde se observa lugares de incremento y relajación de esfuerzos. En el corte inferior se observa una propagación de lóbulos de incrementos de esfuerzos a lo largo de la parte superior de la fuente sísmica ello implica una activación de la sismicidad y un plano de ruptura cargado.

Para el modelo propuesto por el catálogo sísmico Global CMT se ha discretizado en 8 sub-fuentes considerando lo propuesto por Jiménez et al. (2012). En la Figura 4.41 la relajación de esfuerzos se encuentra en mayor intensidad en dirección al continente y en menor intensidad en dirección la fosa. El extremo superior derecho de las sub-fuentes ha liberado esfuerzos que casi han llegado a las costas de Cañete con una transferencia de esfuerzos de Coulomb de 0.208 bares lo cual implica un poco incremento de esfuerzos en la en comparación con el modelo propuesto por Bigg et al. (2009) esto se debe a un valor superior en el ángulo de buzamiento visto en la Tabla 3.6. La ciudad de Pisco tuvo una transferencia de esfuerzos de -3.837 bares lo cual implicó una relajación de esfuerzos en la sub-fuente donde se localizó el epicentro y asimismo una menor activación de la sismicidad en la zona. Para la sección vertical en la Figura 4.42 se observa una mayor gran parte de relajación de esfuerzos en la parte inferior del plano de ruptura a una profundidad mayor a los 20 km. Un pequeño lóbulo de acumulación de esfuerzos se mantiene cargado a una profundidad de 20 km cercano al hipocentro.

Para el modelo propuesto por Fritz et al. (2008) se ha discretizado en 2 sub-fuentes. En la Figura 4.43 la relajación de esfuerzos mantiene el mismo patrón que Bigg et al. (2009). Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se localizan en los extremos norte, con mayor tendencia hacia la fosa peruana y hacia el sur con mayor tendencia al continente. Para la sección vertical en la Figura 4.44 se observa una mayor gran parte de relajación de esfuerzos en la parte inferior del plano de ruptura a una profundidad mayor a los 20 km similar al resultado propuesto del catálogo sísmico Global CMT. Un pequeño lóbulo de acumulación de esfuerzos se mantiene cargado a una profundidad entre los 20 a 30 km cercano al hipocentro.

Para el modelo propuesto por Herbert et al. (2009) se ha discretizado en 12 sub-fuentes. En la Figura 4.45 la relajación de esfuerzos mantiene el mismo patrón que Bigg et al. (2009). Los lóbulos de acumulación de esfuerzos varían a los resultados anteriores mostrados, es probable al valor del deslizamiento en cada sub-fuente. La correlación de las réplicas es considerablemente correcta ubicándose en los extremos sur y norte. Para la sección vertical en la Figura 4.46 se observa una mayor gran parte de relajación de esfuerzos en la parte intermedia del plano de ruptura a una profundidad entre los 10 y 40 km. La mayor acumulación de esfuerzos es localizada en la parte inferior del plano de ruptura a una profundidad mayor a los 40 km.

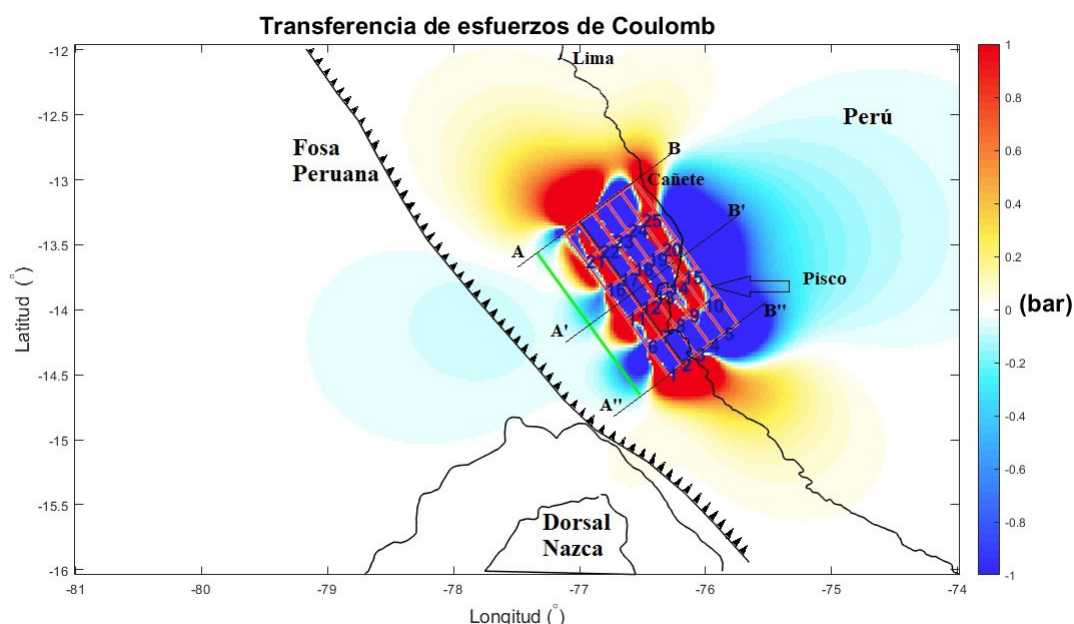


Figura 4.39: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Bigg et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical. La flecha indica la ubicación de la ciudad de Pisco

Para el modelo propuesto por Hopkins et al. (2008) se ha discretizado en 192 sub-fuentes. En la Figura 4.47 la relajación de esfuerzos se ha reducido a sólo los extremos laterales del plano de ruptura. Los lóbulos de acumulación de esfuerzos varían a los resultados anteriormente mostrados, es probable a la alta discretización y los valores de deslizamiento. La transferencia de esfuerzos de Coulomb en la ciudad de Pisco fue de -9.941 bares un valor superior al propuesto por el modelo del catálogo sísmico Global CMT, esto implica una mayor relajación de la subfuente que contiene el epicentro. La ciudad de Cañete la transferencia de esfuerzos de Coulomb tomó un valor de -2.744 bares muy distinto al valor registrado por el modelo propuesto por el Global CMT esto es debido a una gran diferencia en el ángulo de buzamiento mostrado en la Tabla 3.6. La sección vertical en la Figura 4.48 se observa una relajación de esfuerzos en el plano de ruptura aproximadamente hasta los 60 km de profundidad, así mismo, se observa dos lóbulos de acumulación de esfuerzos en la parte inferior al plano de ruptura, este comportamiento se debe a una distribución irregular de los valores de deslizamiento en la fuente sísmica.

Para el modelo propuesto por Sladen et al. (2010) se ha discretizado en 12 sub-fuentes. En la Figura 4.49 la relajación de esfuerzos se mantiene en mayor intensidad en dirección al continente, ello es debido a que dicha zona de relajación tiene los mayores valores de deslizamiento y en menor intensidad en dirección hacia la fosa. Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se propagan en dirección a las propuestas por Biggs et al. (2008), del catálogo sísmico Global CMT y Fritz et al. (2008). La ciudad de Pisco registró una transferencia de esfuerzos de -16.527 bares este resultado implicó una alta relajación de esfuerzos en la sub-fuente donde se localizó y un alto acoplamiento. La ciudad de Cañete registró un valor de transferencia de esfuerzos de -0.478 bares lo cual implicó relajación de esfuerzos y un valor medio de acoplamiento sísmico además de una menor activación de la sismicidad. La sección vertical en la Figura 4.50 se observa una relajación de esfuerzos en gran parte de la dirección del buzamiento del plano de ruptura. Se mantiene el mismo patrón de acumulación de esfuerzos en los extremos del plano de ruptura. El corte superior de la sección vertical muestra una activación sismicidad en la punta superior

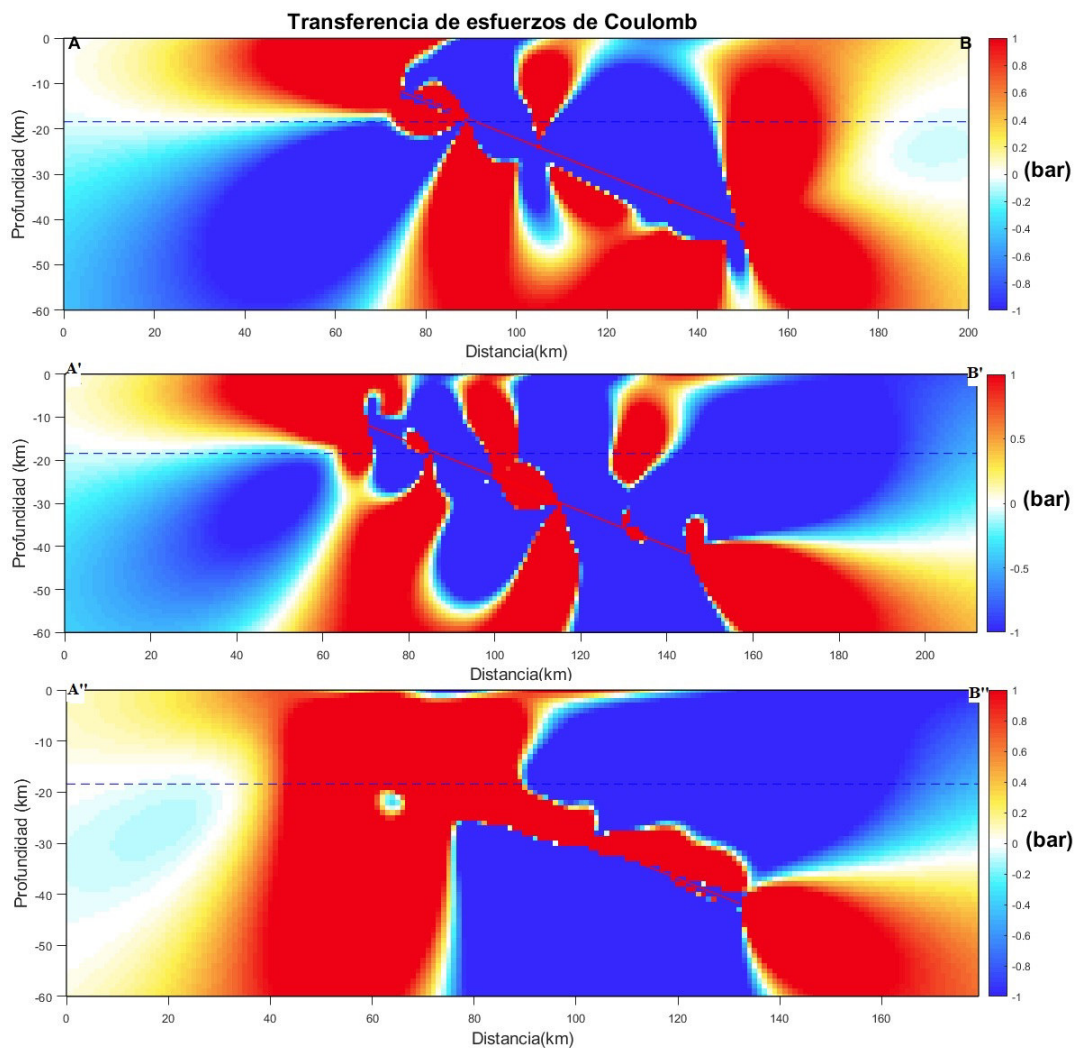


Figura 4.40: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Bigg et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

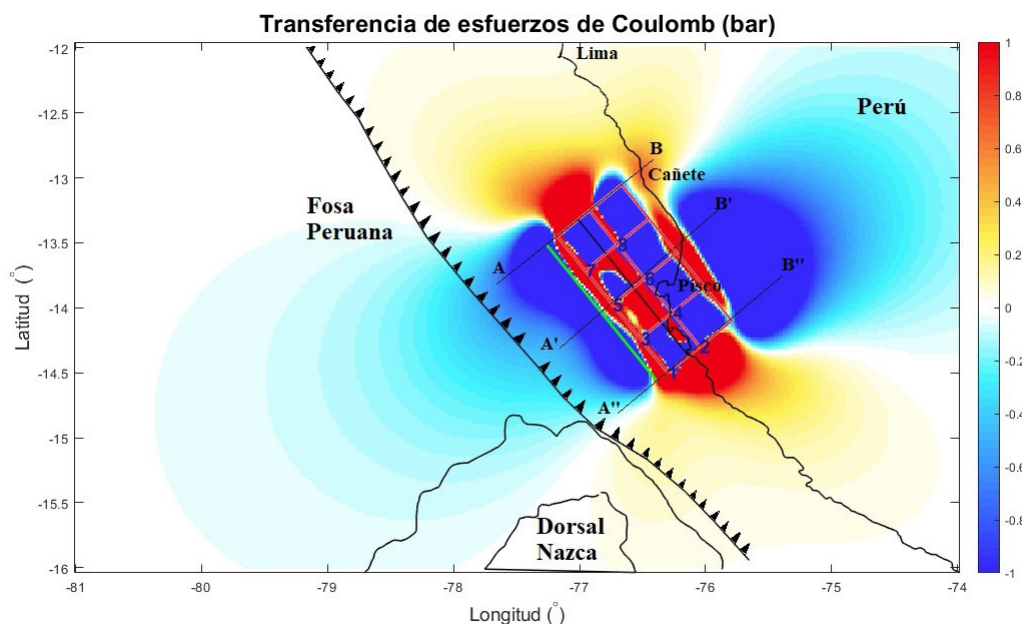


Figura 4.41: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

de la fuente sísmica entre los 0-20 km en profundidad esto implica un incremento de esfuerzos, asimismo se observa un incremento de esfuerzos a mayores distancias entre los 130 a 200 km de distancia en todo los 60 km de profundidad, esto es cercano a la ciudad de Cañete. El corte intermedio nos muestra heterogeneidad en la fuente sísmica debido a la discretización de la misma y también se observa una activación de la sismicidad a nivel superficial en las distancias entre los 0 a 80 km hasta una profundidad de 20 km. El corte inferior observa un incremento de esfuerzos también superficial pero a mayor profundidad que los anteriores cortes cerca de la punta superior de la fuente sísmica.

Para el modelo propuesto por Tavera et al. (2007) se ha discretizado en 12 sub-fuentes. En la Figura 4.51 la relajación de esfuerzos mantiene un patrón de distribución similar al de Hopkins et al. (2008), inclusive a la menor discretización propuesta el rango de valores de deslizamiento es igual. Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se propagan en dirección a las propuestas por Biggs et al. (2008), del catálogo sísmico Global CMT y Fritz et al. (2008), lo cual corrobora y se correlacionan entre ellos mismos. La ciudad de Pisco se registró una transferencia de esfuerzos de Coulomb de -0.443 bares y en la ciudad de Cañete -1.471 bares, estos valores implican una relajación de esfuerzos y una menor activación de la sismicidad. En la sección vertical propuesta en la Figura 4.52 se observa un comportamiento alternado de los lóbulos de relajación y acumulación en la parte superior al plano de ruptura hasta aproximadamente los 30 km de profundidad, después de esa zona la relajación de esfuerzos se distribuye en todo el plano de ruptura. Esto es debido a que los mayores valores de deslizamiento se encuentran en dirección al continente y en la parte inferior al plano de ruptura.

Para el modelo propuesto por el catálogo NEIC se ha discretizado en 150 sub-fuentes. En la Figura 4.53 la relajación de esfuerzos se distribuye en dirección al continente, específicamente al interior de las ciudades de Pisco y Paracas, un pequeño lóbulo de relajación de esfuerzos se localiza en la zona norte de la fuente sísmica en dirección hacia la ciudad de Cañete similar al propuesto por Sladen et al. (2010) con un valor de transferencia de esfuerzos de -1.471 bares

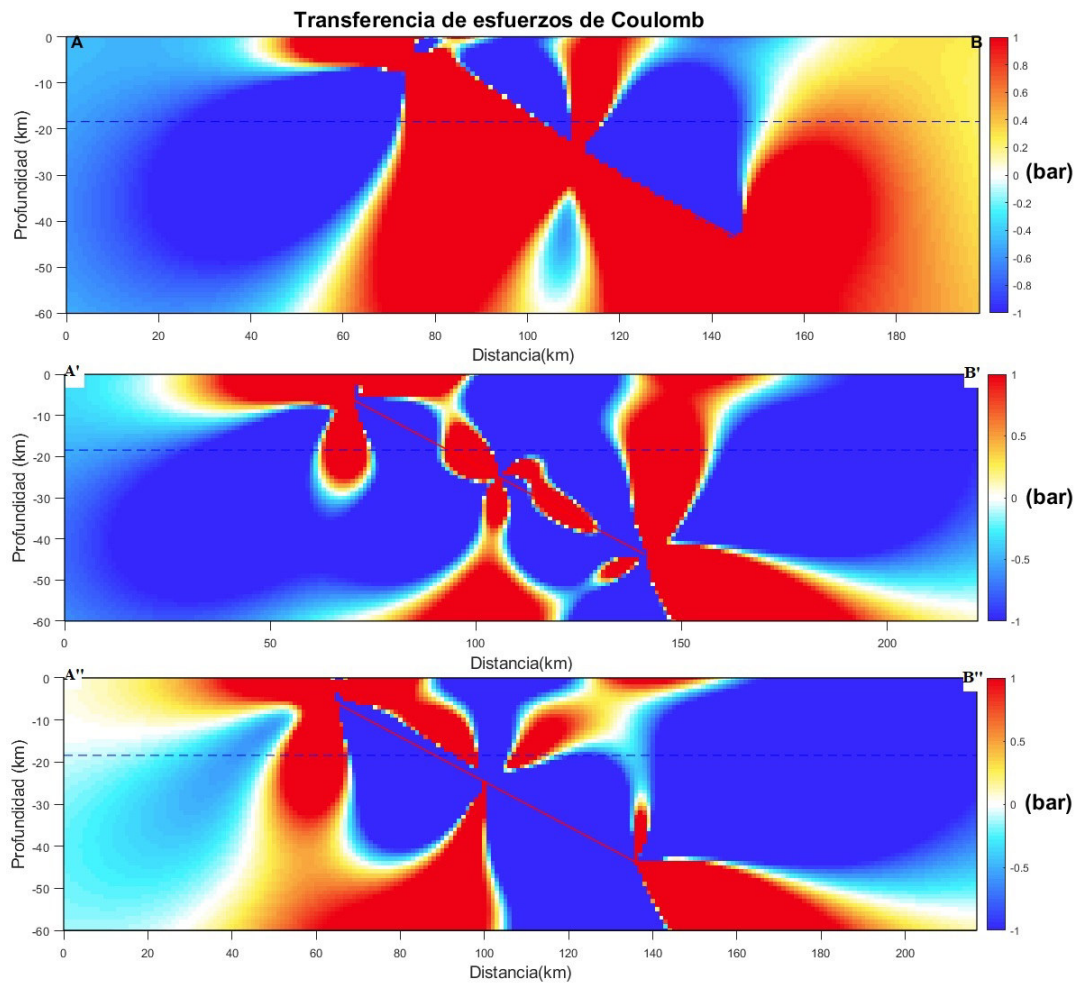


Figura 4.42: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por el Global CMT para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

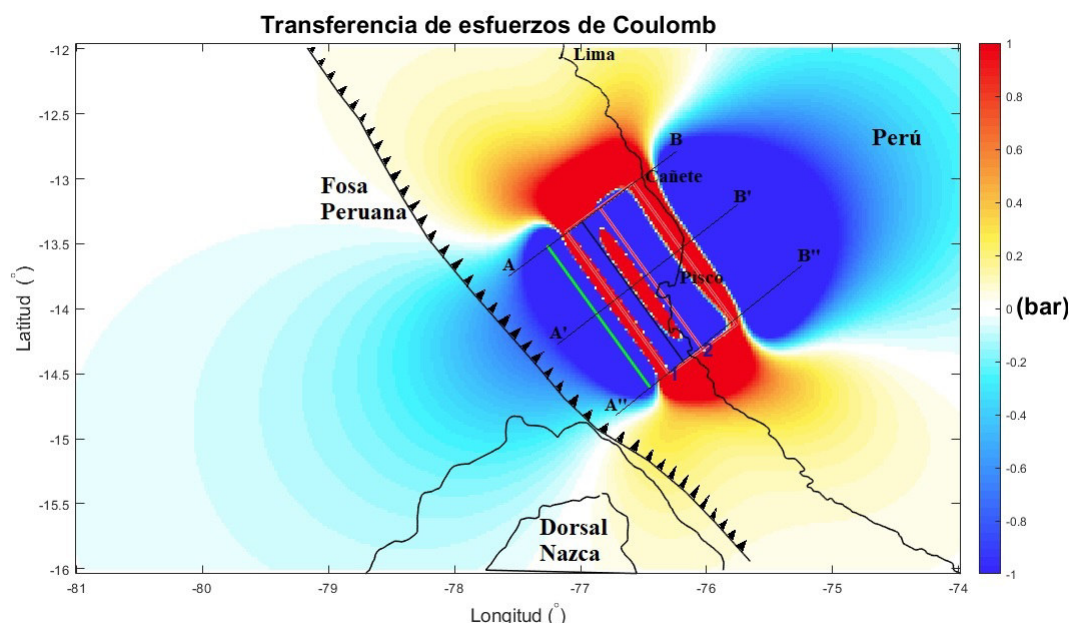


Figura 4.43: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Fritz et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

lo cual implica menor activación de la sismicidad. Los lóbulos de acumulación de esfuerzos se propagan en los extremos norte y sur, manteniendo un patrón similar a los modelos anteriores. Para la sección vertical en la Figura 4.54 se observa un comportamiento alternado de los lóbulos de relajación y acumulación en la parte superior al plano de ruptura hasta aproximadamente los 30 km de profundidad, después de esa zona la relajación de esfuerzos se distribuye en todo el plano de ruptura. Esto es debido a que los mayores valores de deslizamiento se encuentran en dirección al continente y en la parte inferior al plano de ruptura.

Un balance entre los modelos nos describe que los modelos propuestos por Tavera et al. (2007) y Sladen et al. (2010) son los más coherentes por sus registros en valores de dislocación, en este caso el modelo propuesto por Tavera et al. (2016) toma valores del registro del Instituto Geofísico del Perú (IGP) los cuales tienen mayor exactitud por la red de estaciones sísmicas cercanas y dentro del litoral peruano. El modelo propuesto por Sladen et al. (2010) registra valores en función de los datos de Radar Interferométrico de Apertura Sintética (INSAR), cuerpos de ondas telesísmicas, formas de ondas recopiladas del maremoto por medidores, en general sus registros son más completos, unificados y más sofisticados para el estudio los cuales muestran una mejor coherencia en sus resultados a comparación de los propuestos por Fritz et al. (2008) del cual se obtiene una discretización de la fuente sísmica en 2 sub-fuentes. A partir de ello se llega a la conclusión que estos dos modelos propuestos por Tavera et al. (2007) y Sladen et al. (2010) darán una mejor realidad de los patrones de esfuerzos tanto en su orientación como la ubicación de cual es la zona con mayor activación de la sismicidad en la región para un futuro sismo dentro de la zona de subducción de la región central del Perú.

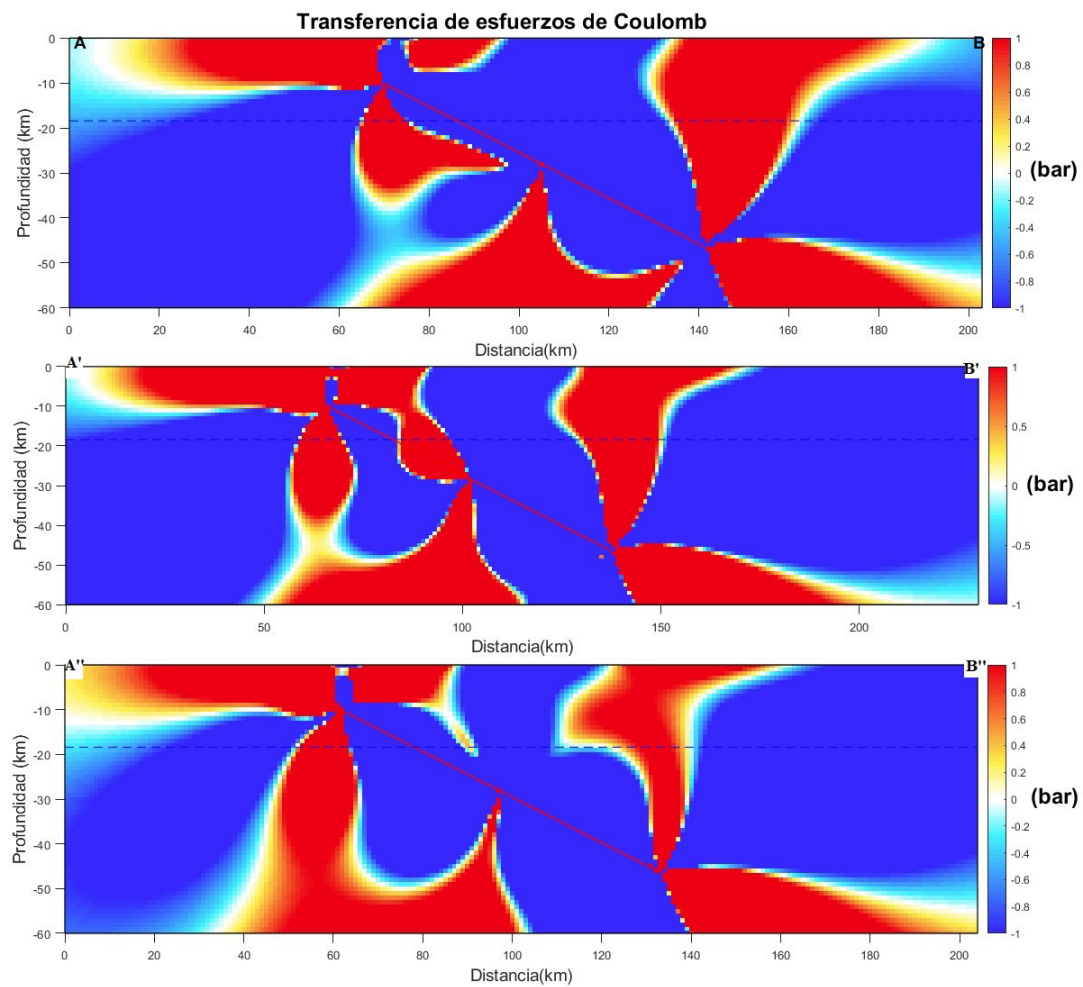


Figura 4.44: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Fritz et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

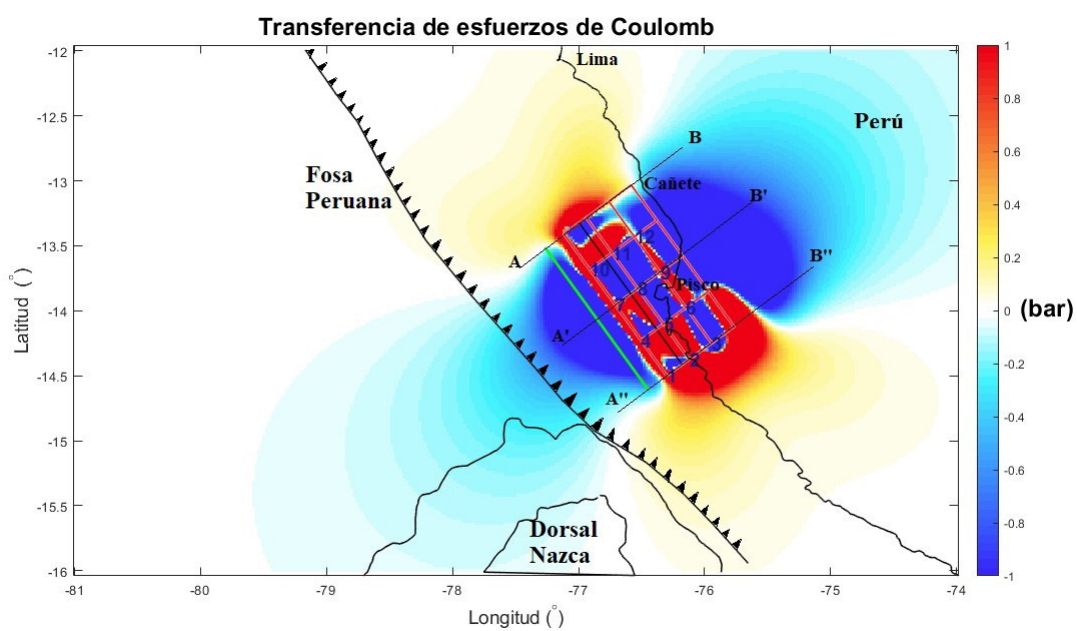


Figura 4.45: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Herbert et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

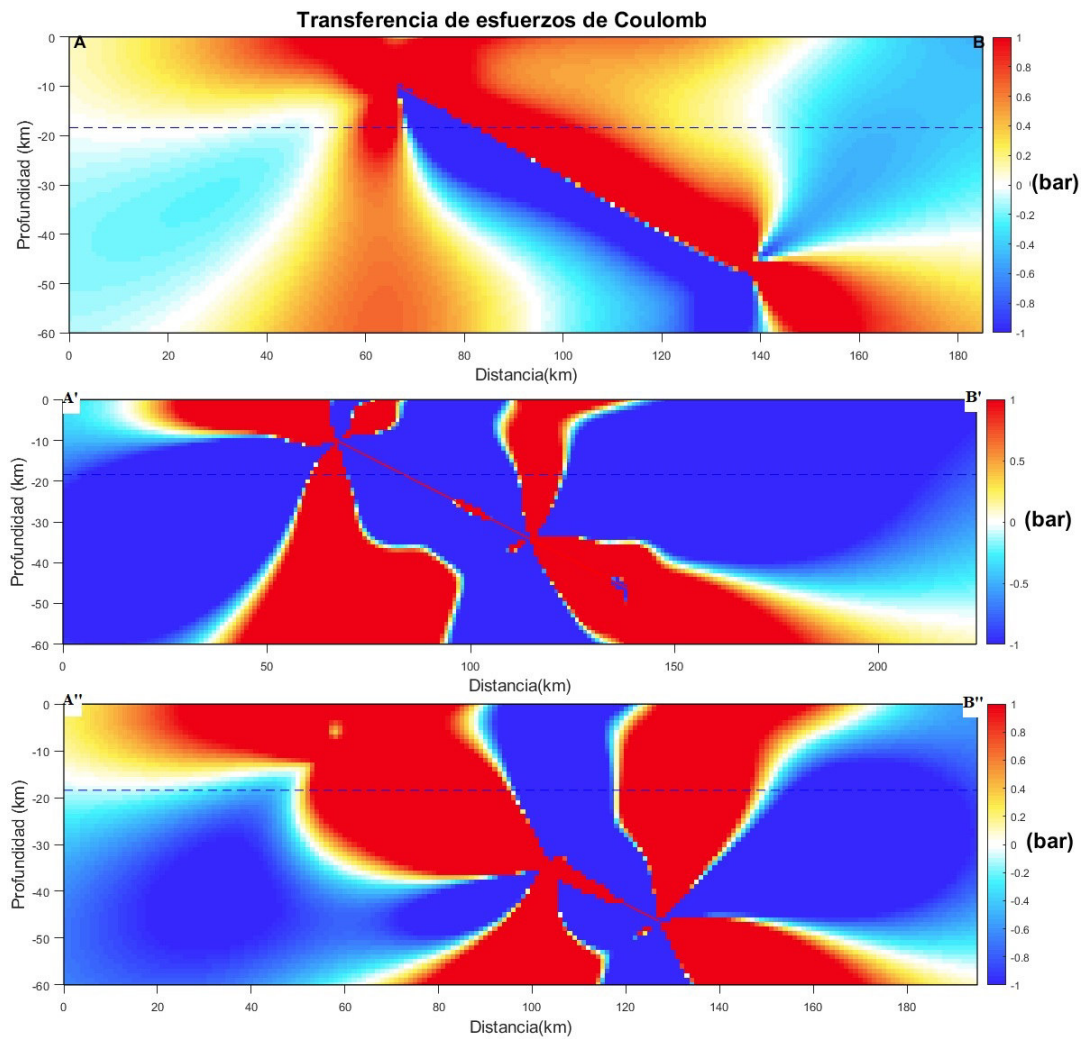


Figura 4.46: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Herbert et al. (2009) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

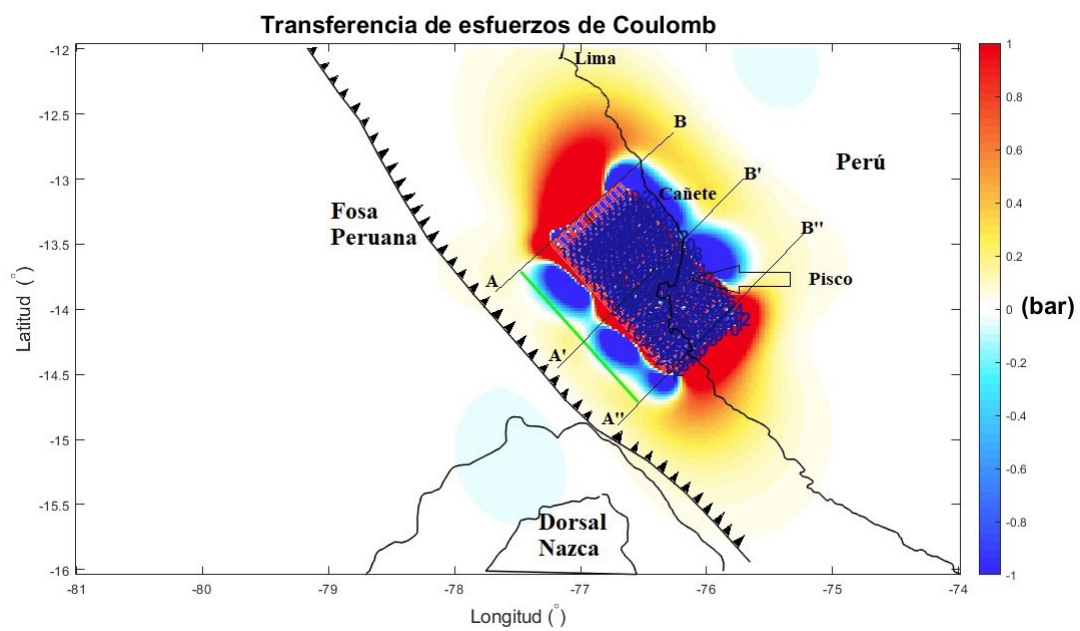


Figura 4.47: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Hopkins et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

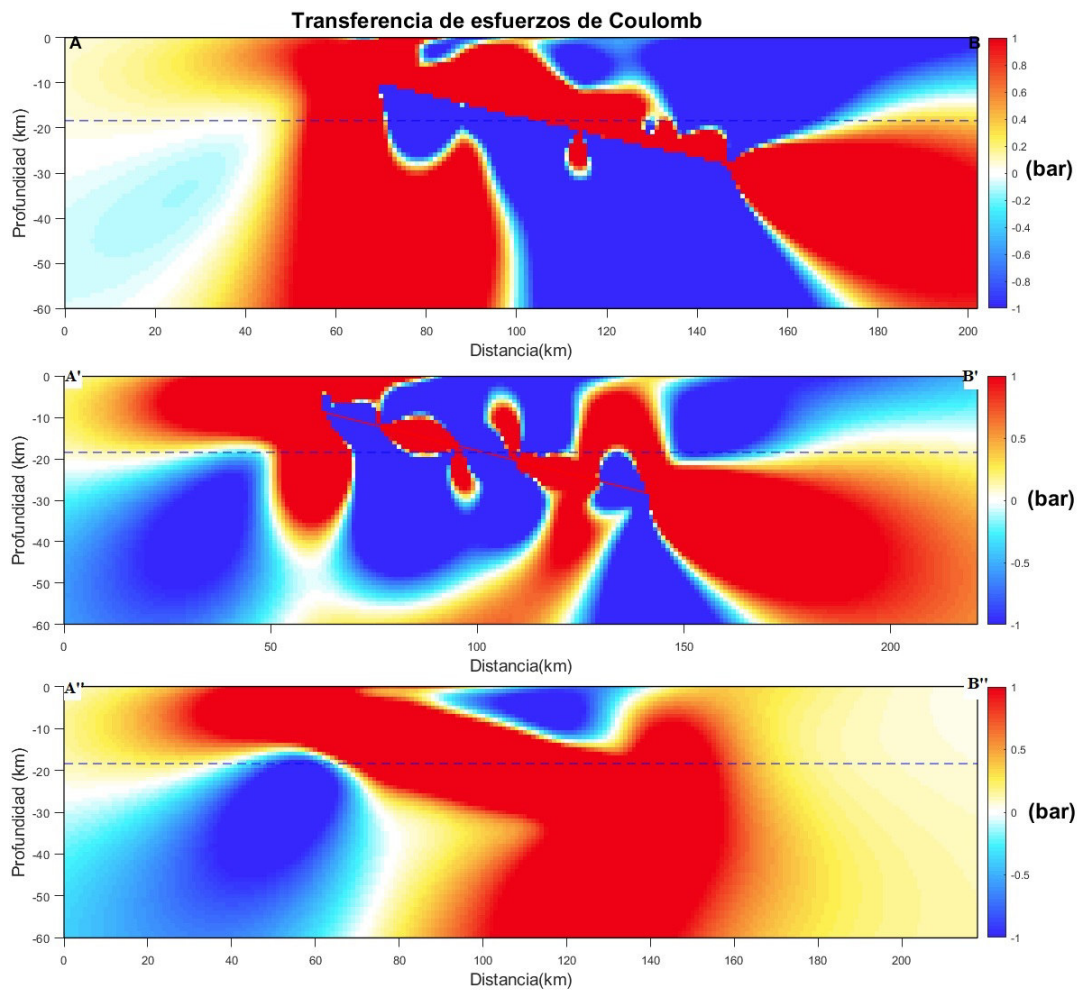


Figura 4.48: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Hopkins et al. (2008) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

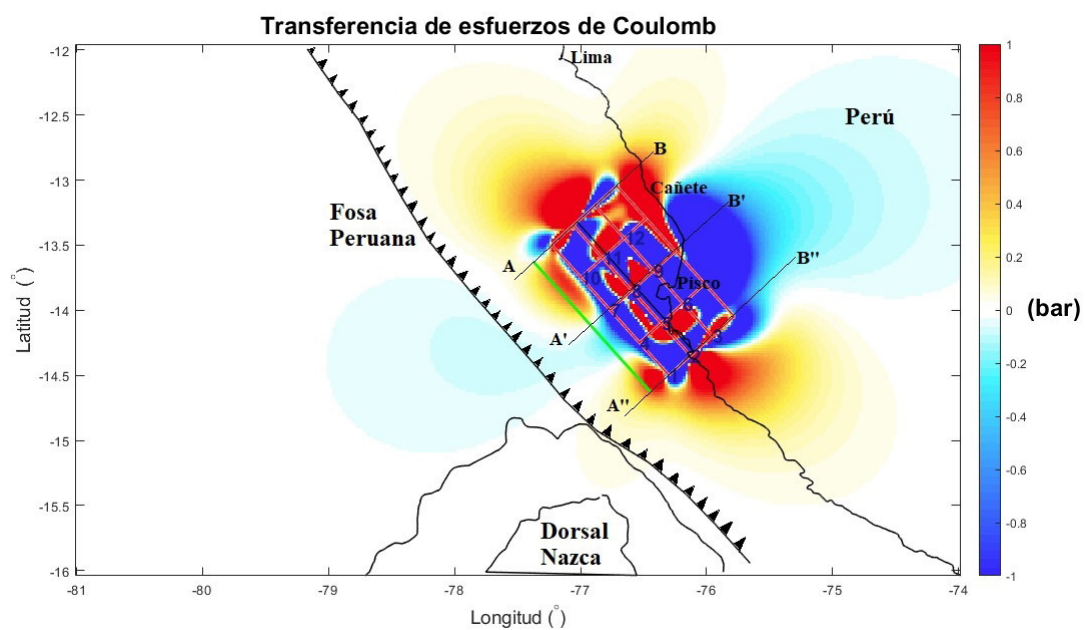


Figura 4.49: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

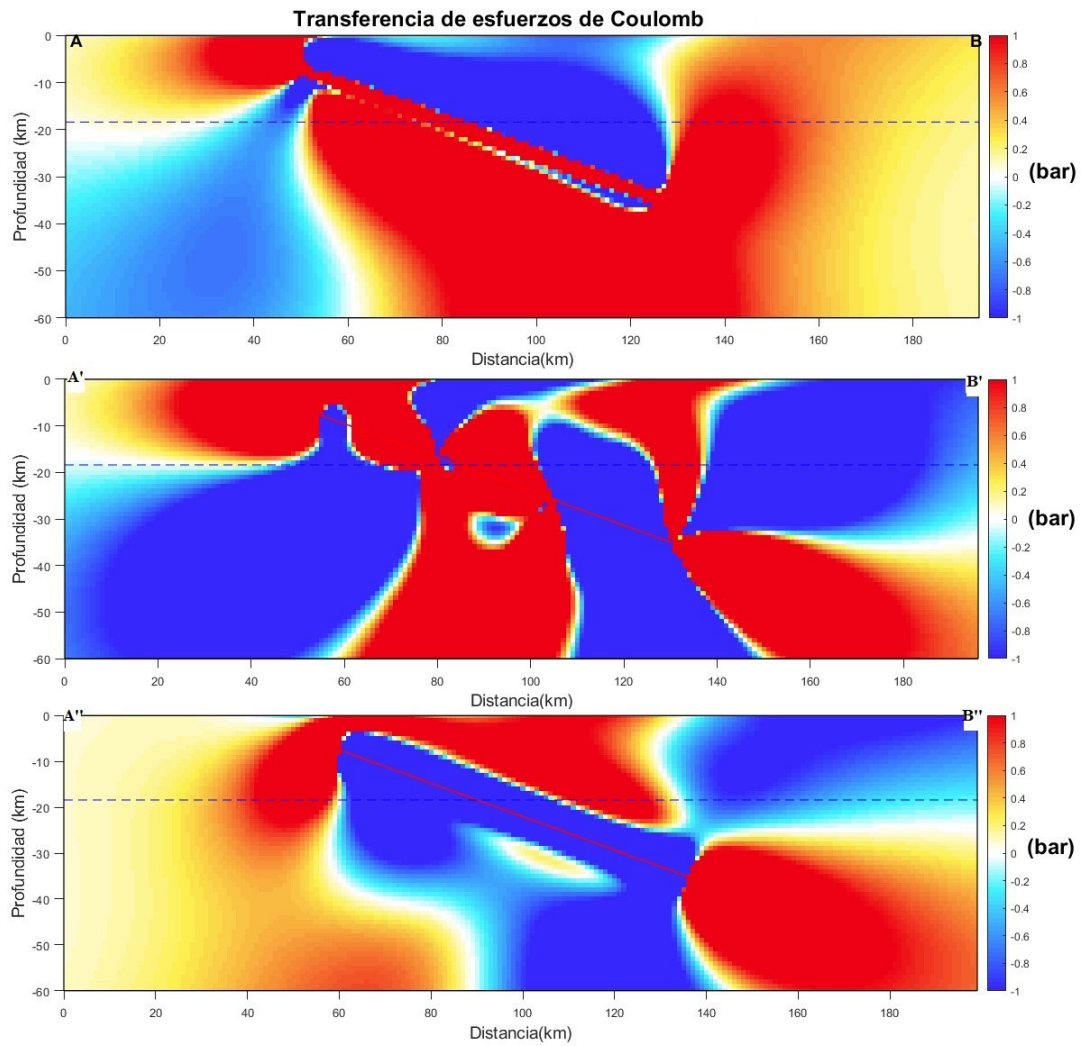


Figura 4.50: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

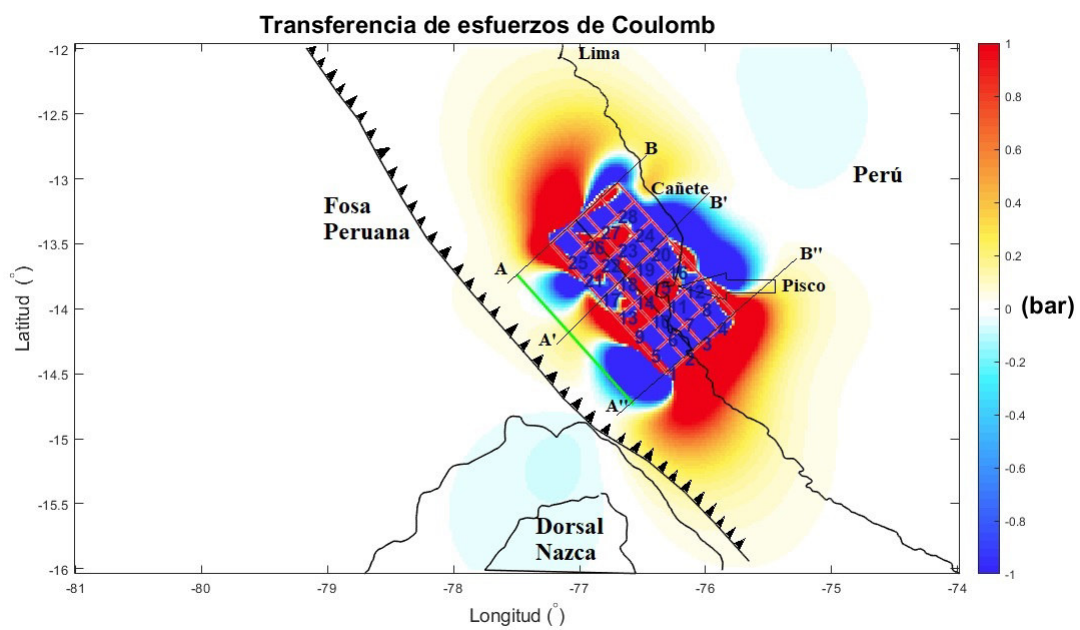


Figura 4.51: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical. La flecha indica la ubicación de la ciudad de Pisco en le mapa.

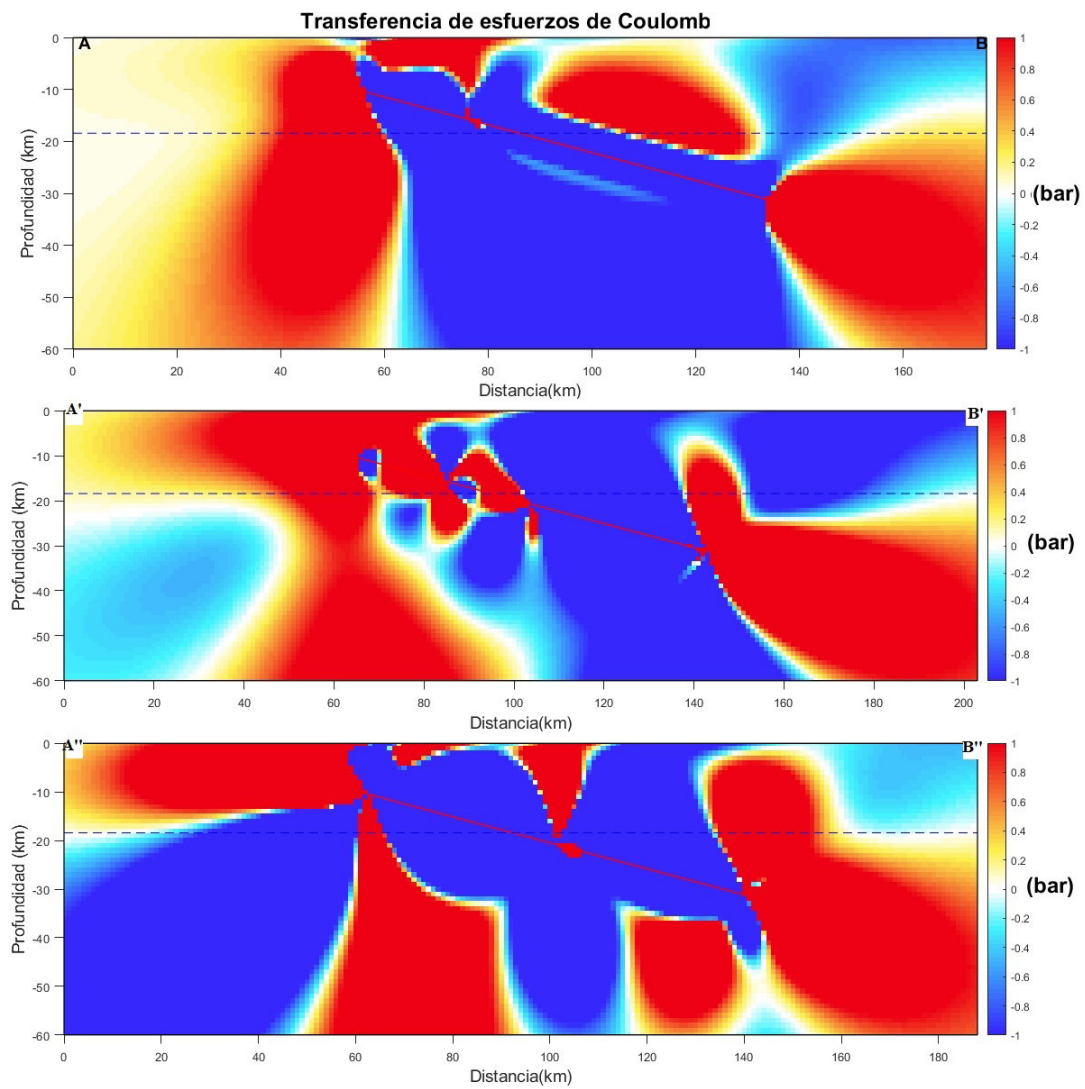


Figura 4.52: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007) para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

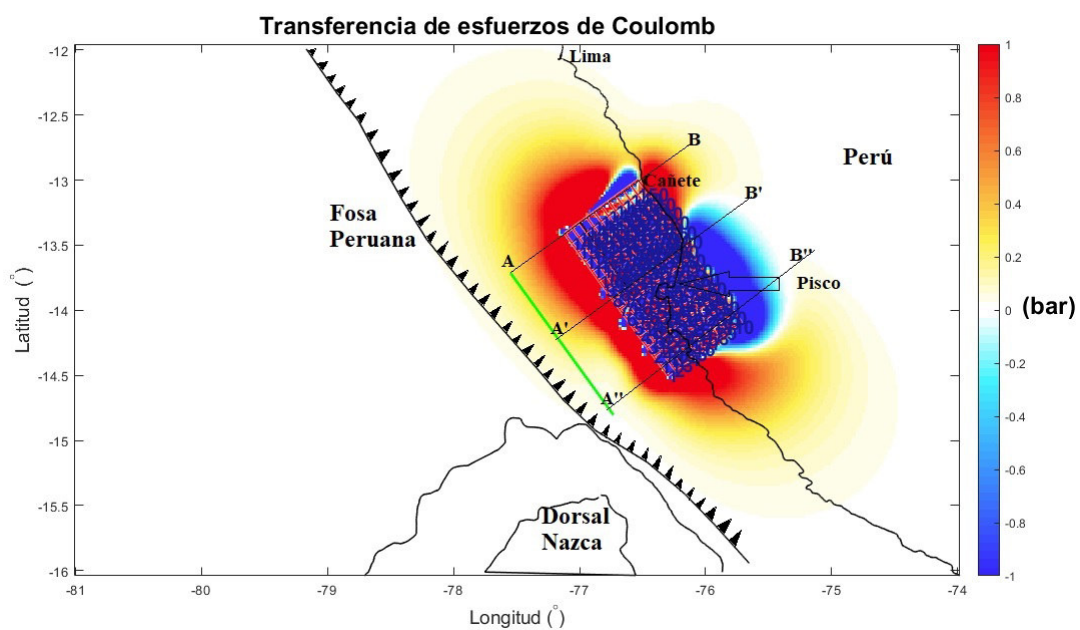


Figura 4.53: Modelo de Transferencia de Esfuerzos de Coulomb a partir del mecanismo focal propuesto por NEIC-USGS para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

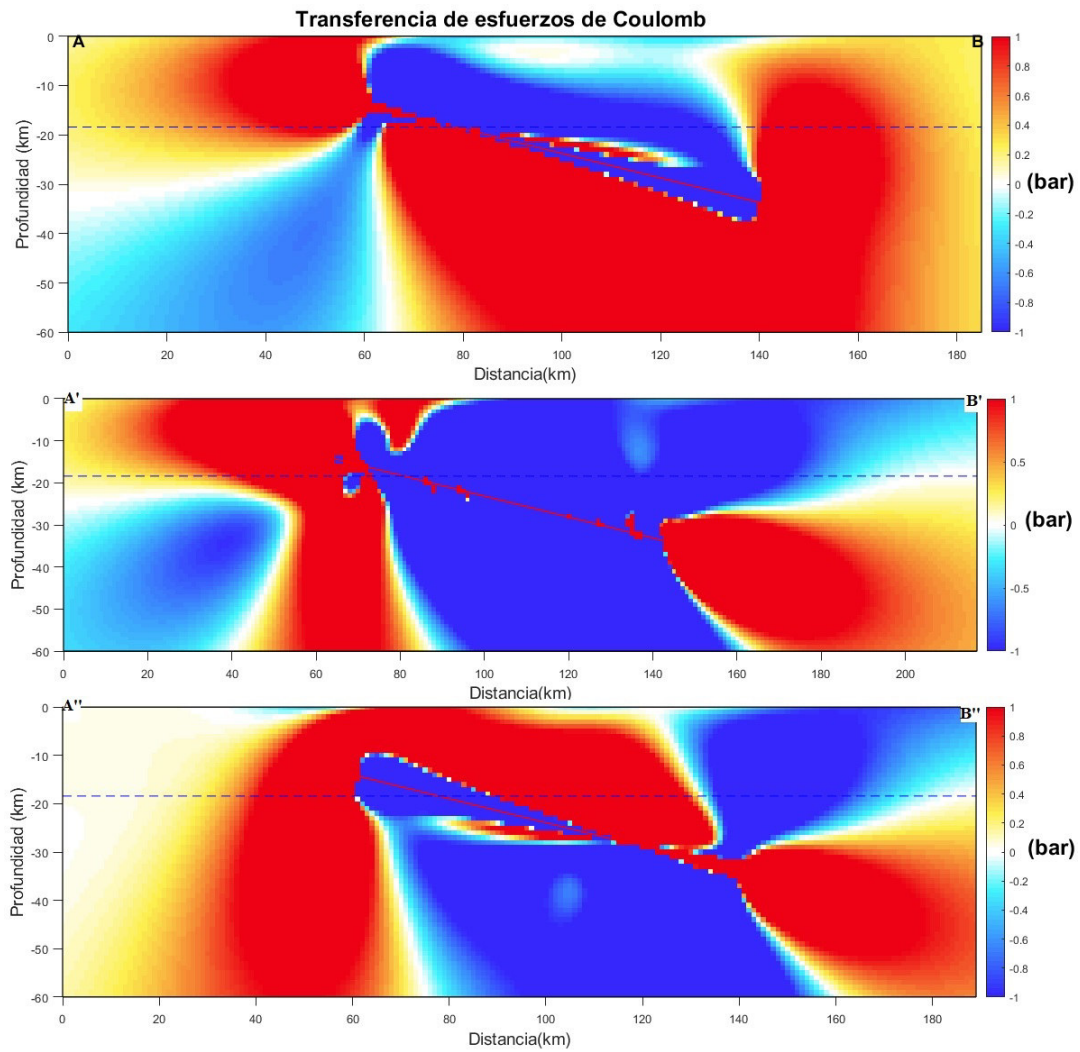


Figura 4.54: Sección vertical orientada perpendicularmente a la dirección del plano de ruptura a partir del mecanismo focal propuesto por NEIC-USGS para el sismo de 2007. Las letras A, A', A'', B, B' y B'' son los cortes superior, intermedio e inferior respectivamente para la sección vertical.

Conclusiones y discusion de resultados

La transferencia de esfuerzos de Coulomb fue calculada y proyectada para los eventos sísmicos de ($Mw \geq 8.0$) ocurridos en sobre la zona de subducción de la región Central del Perú. Como se ha visto en el capítulo anterior, los cálculos se muestran en función a la profundidad hipocentral de cada evento sísmico. En este capítulo se discuten los resultados obtenidos en función a las réplicas, con el fin de hacer una evaluación probabilística del riesgo sísmico (principal herramienta para la ingeniería, seguridad, finanzas y comunidades expuestas a emergencias). También se discuten los resultados con el mapa de isosistas del catálogo del IGP (2016) con el fin de observar la distribución espacial de los patrones lobulares de incremento y relajación de esfuerzos con las áreas de máximas intensidades macrosísmicas en la escala de Mercalli Modificada. Esto ayudará a poder ver donde se transfirieron los esfuerzos y si estos no fueron relajados con réplicas pues entonces son zonas con alto potencial para generar sismos importantes a futuro. Por último, se expone el cálculo del momento sísmico de todos los eventos en estudio con el fin de relacionarlos con las propuestas de Jimenez (2015) y Villegas-Lanza et al. (2016) los cuales estiman que la zona central de subducción del Perú tiene una recurrencia de 305 ± 40 años para volver a generar un sismo con las características del sismo de 1746 ($Mw \simeq 8.8$) frente a las costas de Lima-Callao, además que la suma de los momentos sísmicos de los 1940, 1966, 1974 y 2007 es la mitad o menor al momento sísmico de 1746. En la presente tesis se tomará en cuenta el momento sísmico del evento de 1996 y se hará una comparación con los resultados expuestos por Villegas-Lanza et al. (2016) a fin de precisar los resultados obtenidos. El evento sísmico de 1970 no relaja energía en la zona de subducción por tanto no es válido para la comparación en momento sísmico.

5.1. Correlación con las réplicas

5.1.1. Evento sísmico de 1940

En la Figura 5.1, se ha graficado un registro completo de las réplicas del evento sísmico de 1940, estas réplicas fueron recopiladas del catálogo sísmico ISC y del catálogo del IGP (2016). Debido a la época, no se cuenta con réplicas que ayuden a correlacionar con una mejor exactitud la distribución de esfuerzos, asímmismo no se ha registrado valores de deslizamiento sobre el plano de fallamiento por lo cual se ha considerado una fuente homogénea. Se observa que tres réplicas se localizan cerca al evento principal (las costas de la ciudad de Huacho) pero coinciden dentro de la zona de relajación de esfuerzos (zona azul), se ha tomado réplicas de los tres meses posteriores al evento principal las cuales estan distribuidas irregularmente. A partir de ello, se concluye que la correlación entre el patrón de transferencia de esfuerzos de Coulomb y la distribución irregular de las pocas réplicas no es significativa. Debido al incremento de esfuerzos del evento sísmico de 1940 se observa en la zona noroeste el evento sísmico de 1966 pudo haberse desencadenado (una secuencia de réplicas importantes o bien la energía no se liberó y aún puede

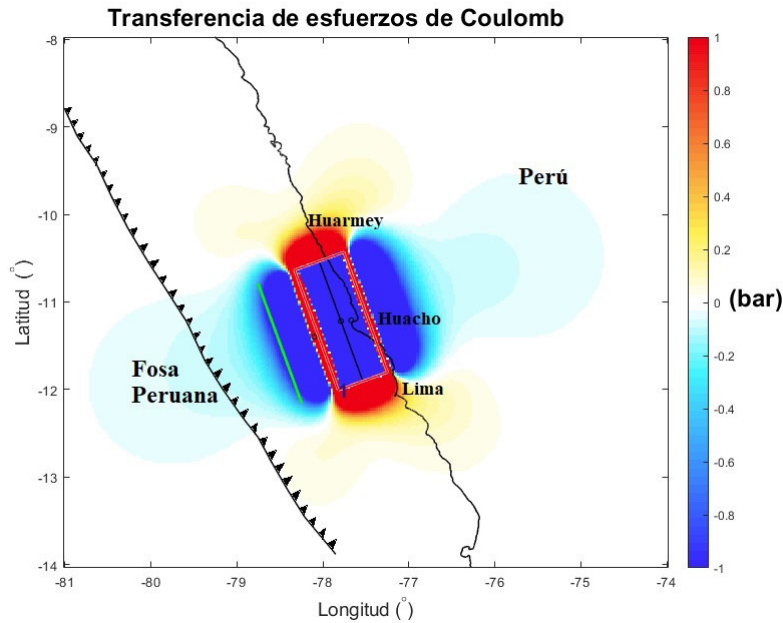


Figura 5.1: Correlación de las réplicas del evento de 1940 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989).

estar por liberarse a la fecha) por la relajación de los esfuerzos concentrados en dicha zona y la migración de esfuerzos en la zona sureste para el mismo o acumulado para los eventos sísmicos posteriores.

5.1.2. Evento sísmico de 1966

En la Figura 5.2, muestra la distribución espacial de la secuencia de réplicas recopiladas del catálogo sísmico del ISC y del catálogo sísmico del IGP (2016) del evento sísmico de 1966. La distribución de réplicas son observadas en su mayor parte (más del 50 %) al este u oeste del área de ruptura. Al igual que el evento de 1940 no existen muchas réplicas que ayuden a una óptima correlación pues según Stein (1999) un alto porcentaje de réplicas en zonas de incremento de esfuerzos conduce a un buen efecto desencadenante de un próximo sismo, para nuestra zona de estudio este fundamento concluye que no hay réplicas en ese sector por lo tanto hoy hubo una alta acumulación de esfuerzos. Algunas réplicas se observan en dirección suroeste y el incremento de esfuerzos va camino hacia las costas de Lima-Callao. La relajación de esfuerzos de grandes sismos como el 1940 y 1966 son aproximadamente similares según se muestra en el capítulo anterior y no difieren significativamente de una región a otra. El acoplamiento en la zona de subducción para el sismo de 1966 no fue tan débil y ello se observa en la Figura 5.2.

5.1.3. Evento sísmico de 1970

En la Figura 5.3, se observa una mejor correlación de las réplicas en dirección suroeste respecto al plano de ruptura la mayor parte de concentración de réplicas que se localizan cercano a la fosa, sin embargo una mejor discretización del plano de fallamiento afinaría los resultados. En general, la ocurrencia de frecuentes sismos con fallas normales en el límite oriental de la región en la Figura 5.3 es un indicativo de la transición de los esfuerzos desde el incremento hasta la relajación a través de la fuente sísmica. Según Stein (1999) estas réplicas indicarían el aumento de la activación de la sismicidad en la ciudad costera de Huarney y la línea de fosa peruana. La relajación de esfuerzos es predominante en dirección a la línea de fosa y el continente debiéndose

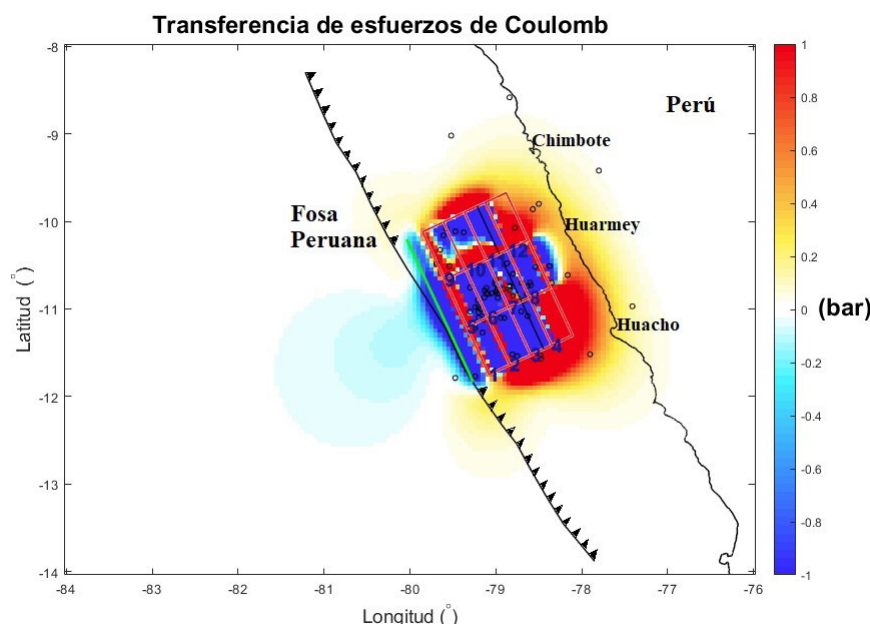


Figura 5.2: Correlación de las réplicas del evento de 1966 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Jiménez et al.(2016).

a la naturaleza dual de su mecanismo focal cuya mayor predominancia es a una falla normal (Beck y Ruff, 1989), además del valor considerable del ángulo de buzamiento. Definitivamente hasta ahora en cada sismo estudiado, el incremento de esfuerzos es predominante en la línea de costa con dirección hacia la fosa, lo cual mantiene la probabilidad de ocurrencia de un sismo de gran magnitud en la zona de subducción.

5.1.4. Evento sísmico de 1974

En la Figura 5.4, se ha graficado las réplicas del evento sísmico de 1974 las cuales fueron recopiladas del catálogo sísmico del ISC y del catálogo del IGP (2016), se observa una mejor correlación en comparación a los eventos antes estudiados ya que en dicha época se disponía de una mejor calidad instrumental sísmica. Esto puede deber a un mejor y acertado valor en los patrones de deslizamiento. La mayor concentración de réplicas se localizan al sur de la ciudad de Lima entre las latitudes -12° y -13° cercanas a línea de costa. La existencia del incremento de esfuerzos en la zona sureste del plano de fallamiento nos indica que hay un incremento del mismo, localizado cerca a la línea de fosa y entre las latitudes -13.5° y -14.5° las cuales se encuentran cargadas de esfuerzos que se van atenuando desde la Bahía de Pisco hacia el sur pero van aumentando en dirección norte rumbo a la ciudad de Lima en dirección a la línea de costa donde se observa mayor concentración de réplicas, esta zona es circundante a las costas de la ciudad de Pisco. Estas características mencionadas se deben a la interacción entre la zona de subducción y el campo de esfuerzos dentro de la placa que subduce, además de ello debido a una gran distribución de las asperezas que proponen Beck y Ruff (1989), se observa que los patrones lobulares abarcan grandes zonas que se correlacionan con los incrementos de esfuerzos.

5.1.5. Evento sísmico de 1996

En la Figura 5.5, se han graficado las réplicas del evento sísmico de 1996. Spence et al. (1999) manifiesta en sus conclusiones que este evento fracturó la mitad de la parte sur de la dorsal de Nazca, efectivamente los resultados del modelo muestran una relajación de esfuerzos entre las

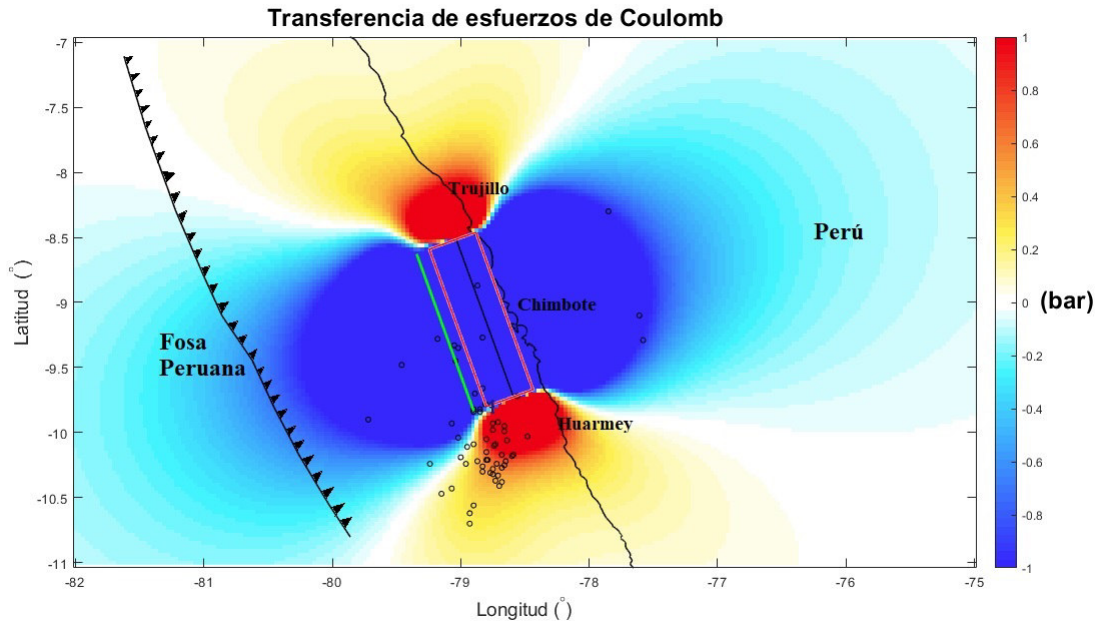


Figura 5.3: Correlación de las réplicas del evento de 1970 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Stauder (1975).

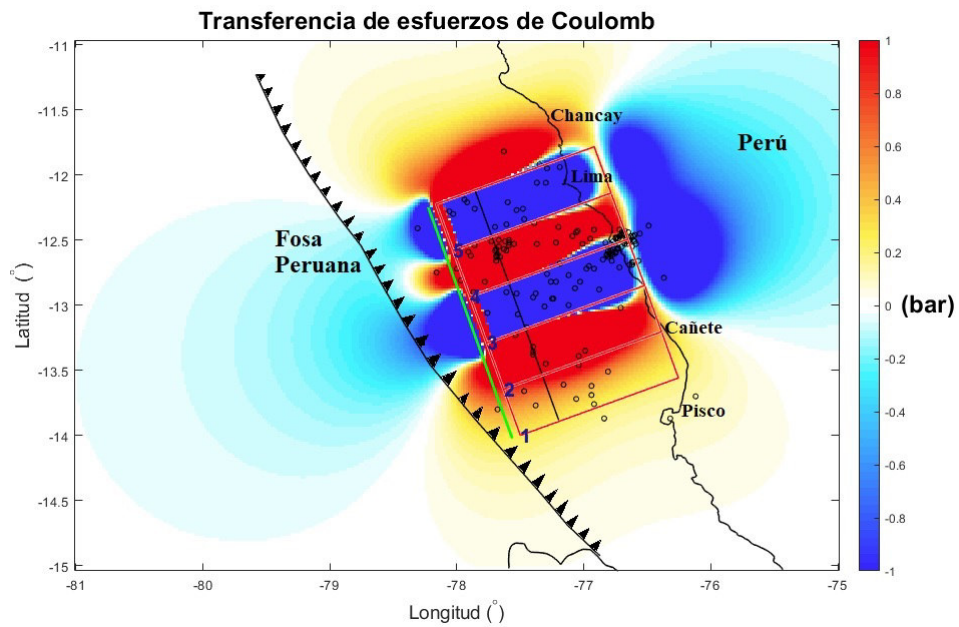


Figura 5.4: Correlación de las réplicas del evento de 1974 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Beck y Ruff (1989).

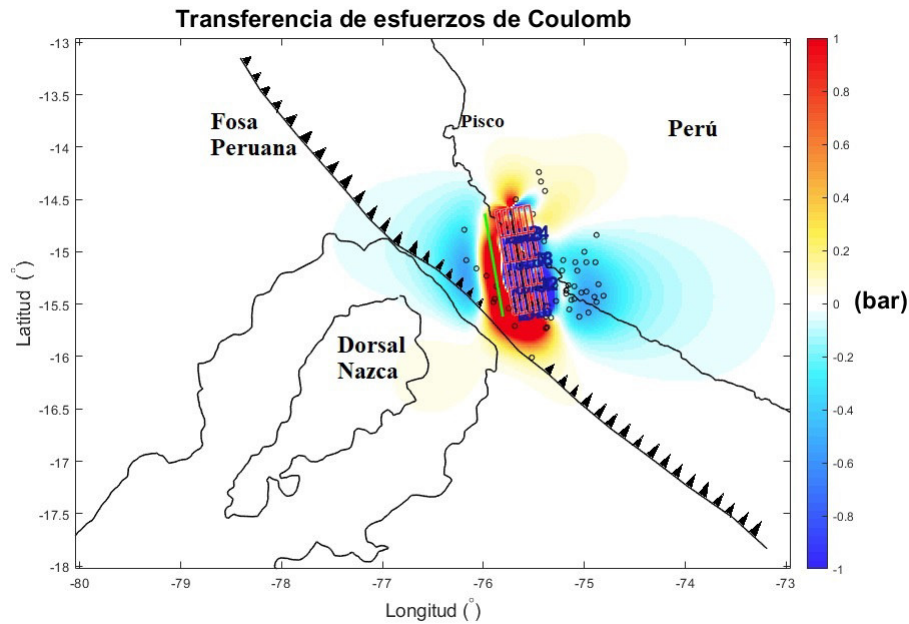


Figura 5.5: Correlación de las réplicas del evento de 1996 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Spence et al. (1999).

latitudes -14.5° y -15.5° en dirección noroeste y sureste respectivamente donde la mayoría de las réplicas se encontraban dentro del contorno de la dorsal de Nazca y carecían notablemente en la zona de mayor liberación de momento sísmico. Al parecer todos los efectos de este sismo se localizan al sur y evidencian una poca interacción con el evento sísmico de 2007, otro resultado que se visualiza en la Figura 5.5 es el incremento de esfuerzos que predomina en dirección sur y la línea de fosa donde existe una buena correlación con las réplicas y apoyan a la hipótesis que este evento sísmico tiene mayor relevancia en dirección sur al plano de fallamiento. El patrón lobular de relajación de esfuerzos en la zona norte al plano de fallamiento toma valores mínimos de transferencia de esfuerzos de Coulomb de -0.094 bares, los lóbulos de incremento tienen mayor intensidad hacia noroeste cercano a la fosa peruana en función al plano de ruptura y en menor intensidad con dirección hacia la ciudad de Pisco, para lo cual se concluye que este evento sísmico no guarda mucha relación con el evento de 2007 debido a una baja activación de la sismicidad camino a la ciudad de Pisco y sus costas.

5.1.6. Evento sísmico de 2007

La Figura 5.6, muestra la distribución espacial de las réplicas del evento sísmico de 2007. El modelo de distribución y transferencia de esfuerzos de Coulomb para este sismo considera el modelo de Sladen et al. (2010) cuyos resultados muestran que en mayor intensidad la relajación de esfuerzos en dirección al continente esto implica el alto deslizamiento cosísmico con el fin de homogenizar los estados de los esfuerzos en el sismo, ello es debido a que dicha zona de relajación tiene los mayores valores de deslizamiento y en menor intensidad en dirección hacia la fosa. La ciudad de Pisco registró una transferencia de esfuerzos de -16.527 bares este resultado implicó una alta relajación de esfuerzos en la sub-fuente donde se ubicó y un alto acoplamiento. La ciudad de Cañete registró un valor de transferencia de esfuerzos de -0.478 bares lo cual implicó relajación de esfuerzos y un valor medio de acoplamiento sísmico además de una menor activación de la sismicidad.

La Figura 5.7, modelo propuesto por Tavera et al. (2007), se observa un comportamiento

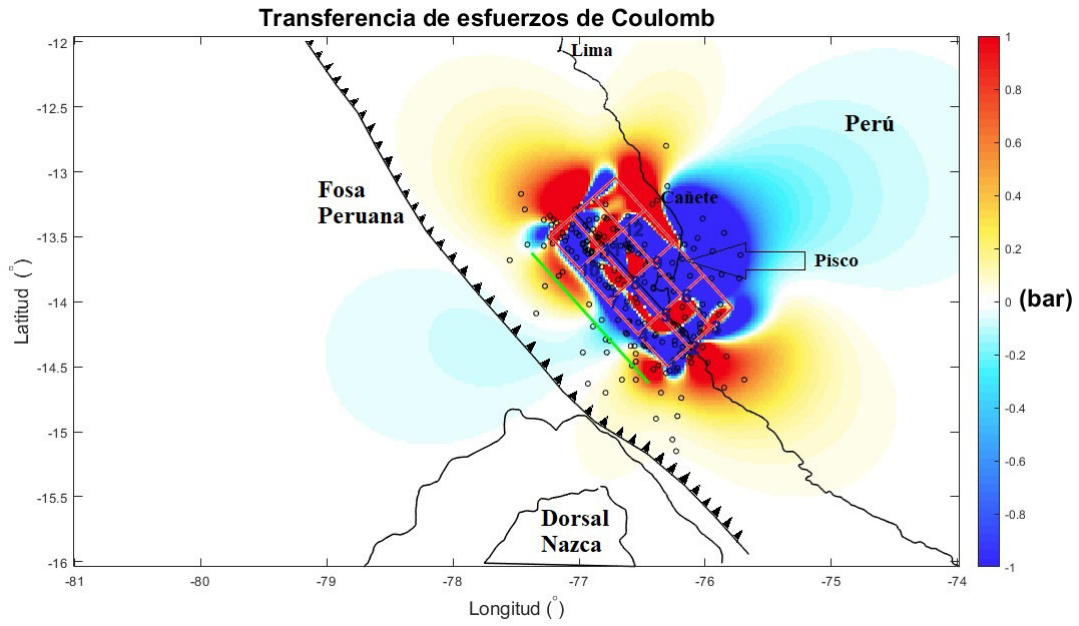


Figura 5.6: Correlación de las réplicas del evento de 2007 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Sladen et al. (2010).

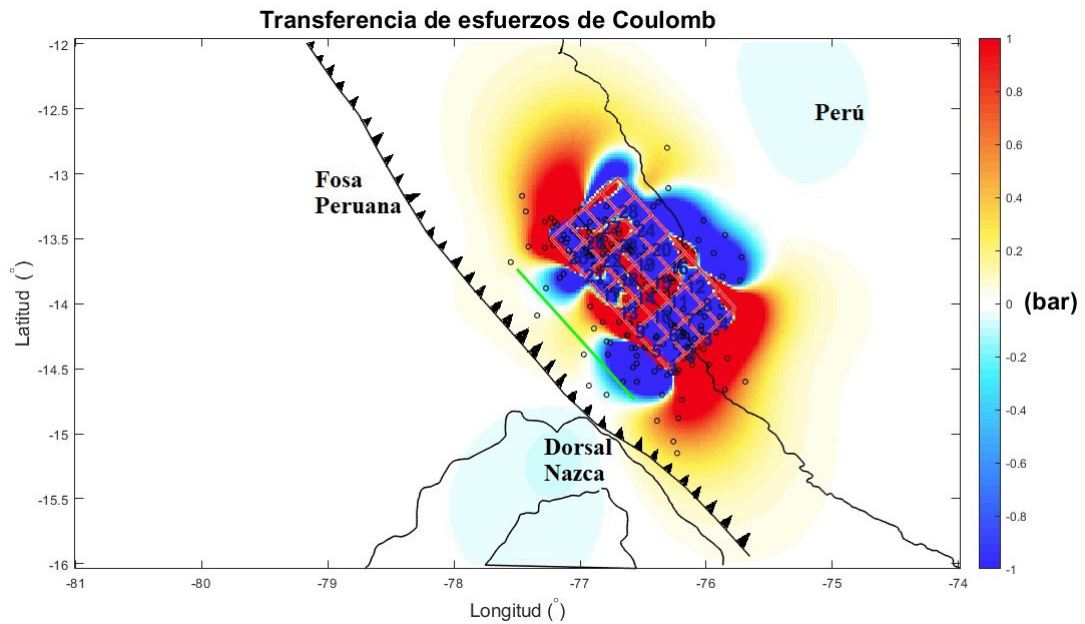


Figura 5.7: Correlación de las réplicas del evento de 2007 con la transferencia de esfuerzos de Coulomb según el mecanismo focal propuesto por Tavera et al. (2007).

lobular de la relajación de esfuerzos predominante en dirección suroeste a la fuente sísmica y en dirección a la línea de fosa, estos cambios son debidos a la discretización de la fuente sísmica, asimismo por los valores en su parámetro focal. El incremento de esfuerzos es observado en mayor intensidad en dirección sur a la fuente sísmica caso contrario a la de Sladen et al. (2010), todo es debido nuevamente a los valores de deslizamiento tomados para tal caso; sin embargo el patrón lobular hacia el norte de la fuente sísmica mantiene un similar comportamiento para los dos casos propuestos, salvo el lóbulo de relajación de esfuerzos que predomina según lo propuesto por Tavera et al. (2007).

5.2. Mapa de isosistas

En esta sección se correlaciona los resultados obtenidos con el mapa de isosistas (IGP, 2016) con el único fin de observar y analizar la distribución espacial (de norte a sur, como al interior del continente (este) de los patrones lobulares con referencia a la máxima intensidad macrosísmica registrada en el catálogo de intensidades del IGP (2016). Este análisis permitirá evidenciar la peligrosidad sísmica de cada evento y asimismo identificar regiones que no hallan liberado totalmente los esfuerzos hasta la fecha y siga cargada para un próximo evento sísmico de gran magnitud. A continuación, mencionaremos textualmente las conclusiones y discusiones respecto a ello:

- Con respecto al sismo de 1940 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.1 que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.1) es la isosista de VII, al norte llega al sur de la provincia de Ancash, específicamente hasta la ciudad de Huarney, hacia el sur llega hacia la ciudad de Lima Metropolitana tomando también el puerto y ciudad del Callao, en dirección el continente se distribuye con mayor intensidad hacia la provincia de Lima en comparación a la provincia de Ancash. Esta conclusión propuesta en el mapa de isosistas es corroborada en distribución espacial por la Figura 5.1 cuya concentración de esfuerzos hacia el norte se encuentra aproximadamente a la latitud -10° , hacia el sur también la Figura 5.1 tiene mayor extensión a la latitud -13° es decir hacia el sur de Cañete. En dirección al continente se observa relajación de esfuerzos que se pueden correlacionar espacialmente con la isosista de VI-VII la cual se va atenuando al ingresar a una mayor distancia del continente.
- Con respecto al sismo de 1966 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.2 que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.2) es la isosista de VII, al norte dicha isosista llega al norte de la ciudad de Huarney y la Figura 5.2 mantiene esa misma relación en distribución espacial a la latitud -9.7° ; hacia el sur la Figura 5.2 guarda mejor correlación espacial con la isosista de VIII la cual llega al sur de Huacho donde se observa un lóbulo de incremento de esfuerzos. En dirección al continente se observa que los lóbulos de incremento de esfuerzos se van atenuando aproximadamente a la longitud -77.6° como máxima hacia la provincia de Lima tal como se muestra en la Figura B.2 en la isosista de VII.
- Con respecto al sismo de 1970 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.3 que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.3) es la isosista

de VII, al norte dicha isosista a la ciudad de Trujillo y esta área escapa de nuestro objetivo planteado en la presente tesis. Hacia sur la Figura 5.3 la distribución espacial llega aproximadamente a la latitud -10.7° entre las ciudades de Paramonga y Barranca, cercanas al límite con la provincia de Ancash y cuyo incremento de esfuerzos se propaga con mayor intensidad hacia la fosa peruana. En dirección al continente se observa que los lóbulos de relajación de esfuerzos son predominantes hacia el este de la provincia de Ancash hasta la longitud -77° el cual se va propagando en menor intensidad hasta la selva de San Martín, selva peruana como se observa en la Figura B.3.

- Con respecto al sismo de 1974 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.4 que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.4) es la isosista de VI al norte de la ciudad de Huaral a la latitud -11.5° , sin embargo hacia el sur el modelo propuesto en la Figura 5.4 no guarda mucha relación espacial con el incremento de esfuerzos mayores a 0.8 bares, la atenuación de los lóbulos de incremento de esfuerzos llega hacia el sur de la Bahía de Pisco ello si guardaría cierta relación espacial con la isosista de VI o VII aproximadamente. En dirección al continente se observa que los lóbulos de relajación de esfuerzos son predominantes hacia la sierra de Junín y parte de Huancavelica según se observa en la Figura B.4.
- Con respecto al sismo de 1996 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.5 que guarda somera correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.5) es la isosista de VI al sur de Ica y en la ciudad de Ocucaje pero los resultados del modelo en la Figura (5.5) mantienen un patrón lobular de incremento de esfuerzos en dirección sureste, fuera del objetivo de la presente tesis, sin embargo hacia el sur el incremento de esfuerzos es cercano a la fosa peruana y no puede ser correlacionado espacialmente con el mapa de isosistas por ello se concluye que existe una somera o poca correlación con en el catálogo de intensidades macrosísmicas del IGP (2016), esto implica también que este evento guarda poca relación con el evento de pisco de 2007 pues como ya se indicó su interacción es más hacia el sur y cercano a la fosa peruana.
- Con respecto al sismo de 2007 se concluye lo siguiente:
 - La máxima intensidad macrosísmica observada en la Figura B.6 que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.6) propuesta por Sladen et al. (2010) es la isosista de VI cuyo extensión llega hacia norte del plano de ruptura a la latitud -12.6° zona sur de Lima Metropolitana y la ciudad de Cañete en Lima provincia, más hacia el norte se va atenuando hasta llegar a la ciudad de Lima Centro y Callao. La máxima intensidad macrosísmica observada en el catálogo de intensidades macrosísmicas del IGP (2016) que guarda correlación en la distribución espacial de los patrones lobulares (Figura 5.7) propuesta por Tavera et al. (2007) es la isosista de VI, este modelo propuesto tiene mayor intensidad de incremento de esfuerzos pero aún así mantiene las mismas características que Sladen et al. (2010). Hacia el continente la máxima relajación de esfuerzos se observa en la Figura 5.6 propuesta por Sladen et al. (2010), esto puede ser debido al un mayor valor del ángulo de deslizamiento respecto a la de Tavera et al. (2007), esta relajación de esfuerzos llega hasta el límite de las provincias de Ica y Huancavelica también cercana a la isosista de VI propuesta en la Figura B.6.

Apéndice A

Tabla de réplicas de cada sismo

A continuación se muestra las tablas de réplicas para cada evento sísmico (1940, 1966, 1974, 2007) en la presente tesis las cuales fueron recopiladas del catálogo ISC y del catálogo del IGP (2016):

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
24/5/1940	-11.22	-77.79	8.2	45
24/5/1940	-11.21	-77.67	0.0	45
30/7/1940	-15.00	-78.00	0.0	00
04/8/1940	-14.00	-74.00	5.5	120
26/8/1940	-11.50	-75.00	6.0	110
17/9/1940	-10.00	-80.00	0.0	00
Sin Fecha	-13.80	-74.20	0.0	00
Sin Fecha	-15.50	-74.00	0.0	00

Tabla A.1: Réplicas del sismo del 24 de mayo de 1940.

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
1966/10/17	-10.74	-78.63	8.0	38
1966/10/17	-10.70	-78.16	5.5	43
1966/10/17	-11.30	-78.70	5.0	86
1966/10/17	-10.39	-78.53	5.3	41
1966/10/17	-10.50	-78.40	5.1	26
1966/10/17	-10.05	-79.60	5.5	34
1966/10/18	-10.90	-78.80	4.3	74
1966/10/18	-09.80	-78.50	4.2	30
1966/10/18	-10.60	-78.80	4.5	50
1966/10/18	-11.30	-78.50	4.3	55
1966/10/18	-10.51	-79.54	4.9	26
1966/10/18	-10.70	-78.60	4.1	58
1966/10/18	-10.80	-79.16	4.6	19
1966/10/18	-11.02	-79.20	4.6	57
1966/10/19	-11.10	-79.20	4.2	67
1966/10/19	-10.32	-79.70	4.9	28
1966/10/19	-11.30	-79.50	4.4	33

Tabla A.2: Réplicas del sismo del 17 de octubre de 1966 (Parte I).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
1966/10/19	-11.30	-78.40	4.4	58
1966/10/19	-10.79	-79.00	4.9	44
1966/10/19	-10.90	-79.20	4.1	33
1966/10/20	-10.67	-79.00	4.5	44
1966/10/23	-11.00	-79.70	4.5	29
1966/10/23	-10.73	-78.97	5.0	50
1966/10/25	-10.60	-78.30	4.3	100
1966/10/27	-10.04	-79.50	4.9	36
1966/10/29	-11.80	-78.30	4.3	27
1966/10/29	-10.73	-78.93	4.9	45
1966/10/29	-11.00	-79.40	4.6	30
1966/11/03	-12.00	-75.00	4.5	33
1966/11/19	-10.67	-78.70	4.3	41
1966/11/19	-10.67	-79.05	5.0	32
1966/11/20	-12.14	-76.44	4.2	105
1966/12/09	-10.30	-78.90	4.5	19
1966/12/15	-11.00	-78.00	4.7	33
1966/12/18	-10.81	-78.95	4.7	42
1966/12/26	-10.80	-78.60	4.5	69
1966/01/08	-13.00	-75.00	4.3	33

Tabla A.3: Réplicas del sismo del 17 de octubre de 1966 (Parte II).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-78.73	-09.18	8.0	45.0
1970/05/31	-78.48	-10.03	6.4	50.7
1970/05/31	-78.80	-10.21	6.0	53.0
1970/05/31	-78.95	-10.11	5.3	49.5
1970/05/31	-78.59	-10.17	4.8	63.0
1970/05/31	-78.65	-10.22	0.0	50.0
1970/05/31	-78.64	-10.06	5.0	97.2
1970/05/31	-78.75	-09.98	5.0	68.1
1970/05/31	-79.07	-09.93	5.3	56.3
1970/05/31	-78.83	-10.30	5.3	49.2
1970/05/31	-79.05	-09.33	0.0	45.1
1970/05/31	-78.68	-10.17	5.2	57.8
1970/05/31	-78.68	-10.27	0.0	44.9
1970/05/31	-78.79	-10.21	0.0	47.3
1970/05/31	-78.75	-10.28	5.4	45.7
1970/05/31	-77.58	-09.29	5.5	50.7
1970/05/31	-77.61	-09.10	5.1	25.0
1970/05/31	-78.83	-09.66	4.8	53.4
1970/05/31	-79.07	-10.43	5.0	51.7
1970/05/31	-78.76	-09.79	4.7	78.0
1970/05/31	-78.80	-10.05	5.7	46.9
1970/05/31	-78.89	-09.70	0.0	56.3
1970/05/31	-78.81	-09.78	5.7	55.8
1970/05/31	-78.70	-10.41	4.8	43.0
1970/05/31	-78.93	-10.62	0.0	46.1
1970/05/31	-78.80	-10.15	5.0	75.6
1970/05/31	-78.68	-10.38	5.0	45.0

Tabla A.4: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte I).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-78.87	-10.22	5.2	45.9
1970/05/31	-78.66	-10.25	5.5	49.5
1970/05/31	-78.96	-10.24	5.2	45.3
1970/05/31	-78.75	-10.32	5.2	73.7
1970/05/31	-78.90	-10.09	4.8	62.8
1970/05/31	-75.39	-08.78	4.7	70.0
1970/05/31	-78.73	-10.09	4.8	48.0
1970/05/31	-78.56	-09.72	0.0	59.0
1970/05/31	-78.71	-09.92	6.4	54.2
1970/05/31	-78.85	-09.84	5.4	49.9
1970/05/31	-79.04	-09.45	5.5	83.3
1970/05/31	-79.00	-10.19	5.3	51.8
1970/05/31	-77.30	-05.72	5.3	18.1
1970/05/31	-78.90	-10.56	0.0	29.0
1970/05/31	-78.90	-09.82	4.8	55.6
1970/05/31	-78.85	-09.82	5.1	60.1
1970/05/31	-77.85	-08.30	5.2	43.8
1970/05/31	-78.71	-10.33	0.0	67.0
1970/05/31	-78.71	-09.92	5.2	56.0
1970/05/31	-78.83	-10.26	5.5	47.3
1970/05/31	-79.02	-10.04	5.1	80.8
1970/05/31	-78.94	-11.13	0.0	65.0
1970/05/31	-69.20	-19.34	5.3	111.3
1970/05/31	-78.90	-09.84	5.7	56.2
1970/05/31	-78.73	-10.37	5.0	45.0
1970/05/31	-71.83	-16.07	6.2	112.0
1970/05/31	-77.22	-12.43	0.0	27.0

Tabla A.5: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte II).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-70.55	-22.28	6.6	44.0
1970/05/31	-78.75	-09.93	5.6	45.0
1970/05/31	-69.12	-19.38	5.6	112.4
1970/05/31	-74.95	-08.74	4.7	127.0
1970/05/31	-72.11	-16.56	0.0	112.0
1970/05/31	-79.24	-10.24	5.1	63.0
1970/05/31	-78.66	-09.99	5.7	43.1
1970/05/31	-79.04	-11.12	5.2	44.0
1970/05/31	-79.18	-09.28	5.6	45.0
1970/05/31	-78.60	-10.18	6.0	50.6
1970/05/31	-78.74	-10.10	5.2	47.6
1970/05/31	-79.72	-09.90	5.2	45.0
1970/05/31	-74.42	-08.85	5.3	145.2
1970/05/31	-78.72	-10.24	5.2	45.0
1970/05/31	-78.93	-10.70	4.7	56.2
1970/05/31	-74.34	-07.76	5.0	159.0
1970/05/31	-78.66	-09.95	5.0	49.0
1970/05/31	-79.46	-09.48	4.8	57.0
1970/05/31	-79.02	-09.35	4.7	64.0
1970/05/31	-78.87	-08.87	5.0	55.0
1970/05/31	-69.60	-15.85	5.2	238.0
1970/05/31	-78.77	-10.31	0.0	50.5
1970/05/31	-79.15	-10.47	5.0	51.9
1970/05/31	-76.39	-10.98	5.3	120.6
1970/05/31	-77.29	-01.85	5.2	176.2
1970/05/31	-78.71	-00.20	5.0	56.5
1970/05/31	-72.30	-16.31	4.7	110.0

Tabla A.6: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte III).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-75.00	-17.50	0.0	33.0
1970/05/31	-72.54	-01.49	7.0	644.9
1970/05/31	-78.82	-10.07	4.7	45.0
1970/05/31	-78.97	-09.22	6.0	50.3
1970/05/31	-79.85	-10.08	0.0	66.0
1970/05/31	-78.78	-09.96	4.8	51.0
1970/05/31	-78.72	-09.59	5.1	42.4
1970/05/31	-79.27	-10.93	5.0	53.5
1970/05/31	-78.70	-10.40	0.0	45.0
1970/05/31	-78.98	-00.34	0.0	37.3
1970/05/31	-76.61	-07.28	0.0	127.0
1970/05/31	-78.38	-09.15	0.0	58.0
1970/05/31	-72.60	-10.90	0.0	33.0
1970/05/31	-76.72	-04.11	5.2	112.8
1970/05/31	-73.31	-13.89	0.0	72.0
1970/05/31	-78.53	-09.74	0.0	58.0
1970/05/31	-79.01	-09.59	5.1	70.0
1970/05/31	-70.41	-19.88	5.1	8.8
1970/05/31	-74.28	-14.69	0.0	90.0
1970/05/31	-78.35	-11.38	0.0	59.0
1970/05/31	-77.64	-11.78	4.8	75.0
1970/05/31	-75.15	-12.07	4.7	5.0
1970/05/31	-76.50	-09.00	0.0	112.0
1970/05/31	-75.04	-15.28	5.6	62.8
1970/05/31	-79.52	-09.95	0.0	86.0
1970/05/31	-75.40	-09.40	0.0	110.0
1970/05/31	-79.20	-09.66	5.1	77.1

Tabla A.7: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte IV).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-76.70	-07.50	0.0	65.0
1970/05/31	-78.80	-10.23	4.8	43.5
1970/05/31	-72.60	-16.20	0.0	33.0
1970/05/31	-80.20	-06.80	0.0	33.0
1970/05/31	-70.18	-15.58	5.0	220.1
1970/05/31	-75.25	-10.35	5.1	60.0
1970/05/31	-76.54	-12.92	4.8	76.5
1970/05/31	-72.34	-15.05	0.0	119.0
1970/05/31	-75.64	-09.60	5.1	25.8
1970/05/31	-81.03	-00.88	0.0	4.1 4
1970/05/31	-71.04	-15.50	5.3	25.0
1970/05/31	-71.36	-15.95	5.0	72.0
1970/05/31	-79.62	-11.61	0.0	48.0
1970/05/31	-71.13	-15.60	5.0	25.0
1970/05/31	-79.31	-09.39	5.3	70.6
1970/05/31	-78.73	-02.71	0.0	5.7
1970/05/31	-74.91	-08.62	5.0	137.2
1970/05/31	-78.90	-09.90	5.0	56.0
1970/05/31	-71.00	-15.00	0.0	33.0
1970/05/31	-76.60	-06.20	0.0	100.0
1970/05/31	-79.28	-09.08	5.0	100.0
1970/05/31	-70.00	-17.60	0.0	152.0
1970/05/31	-75.26	-11.79	5.0	13.6
1970/05/31	-75.60	-16.10	0.0	34.0
1970/05/31	-69.39	-19.04	5.5	02.9
1970/05/31	-73.20	-16.23	0.0	71.0
1970/05/31	-77.75	-01.48	5.3	75.1

Tabla A.8: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte V).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-80.66	-04.06	4.1	20.7
1970/05/31	-80.98	-04.31	5.6	30.9
1970/05/31	-80.60	-03.95	5.0	25.0
1970/05/31	-80.79	-03.84	5.1	34.0
1970/05/31	-80.80	-03.94	5.5	37.2
1970/05/31	-81.00	-04.00	4.8	33.0
1970/05/31	-80.93	-03.94	5.0	37.1
1970/05/31	-80.82	-03.83	4.8	53.3
1970/05/31	-81.24	-04.15	5.1	40.3
1970/05/31	-80.60	-04.17	4.7	66.0
1970/05/31	-80.80	-04.02	5.7	33.7
1970/05/31	-69.95	-18.14	0.0	140.0
1970/05/31	-80.96	-03.89	5.0	34.3
1970/05/31	-80.92	-04.01	5.3	33.0
1970/05/31	-80.70	-04.19	5.3	54.9
1970/05/31	-80.80	-03.89	5.3	39.4
1970/05/31	-81.20	-03.80	0.0	35.0
1970/05/31	-80.70	-04.00	0.0	33.0
1970/05/31	-80.73	-03.92	4.8	36.1
1970/05/31	-81.40	-04.50	4.8	98.0
1970/05/31	-80.80	-04.05	0.0	36.5
1970/05/31	-80.95	-04.16	5.0	41.8
1970/05/31	-80.93	-03.96	5.1	27.9
1970/05/31	-79.24	-10.13	4.7	44.0
1970/05/31	-80.70	-04.12	0.0	130.0
1970/05/31	-81.20	-04.30	5.0	94.0
1970/05/31	-74.89	-05.89	5.1	42.0

Tabla A.9: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VI).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-80.90	-03.99	0.0	56.0
1970/05/31	-80.80	-03.82	0.0	42.0
1970/05/31	-80.72	-03.90	0.0	57.4
1970/05/31	-80.86	-04.00	5.0	64.0
1970/05/31	-80.93	-03.96	4.7	51.0
1970/05/31	-80.72	-04.02	5.2	42.8
1970/05/31	-80.88	-04.04	5.1	40.0
1970/05/31	-71.00	-15.40	0.0	33.0
1970/05/31	-80.70	-03.82	0.0	86.0
1970/05/31	-80.90	-03.90	0.0	67.0
1970/05/31	-80.75	-03.98	4.8	61.0
1970/05/31	-80.74	-03.95	5.1	53.7
1970/05/31	-80.95	-01.42	0.0	13.9
1970/05/31	-80.90	-01.35	0.0	20.0
1970/05/31	-81.07	-04.14	5.2	39.9
1970/05/31	-80.73	-04.02	5.0	53.3
1970/05/31	-80.66	-01.51	0.0	49.8
1970/05/31	-73.59	-15.22	5.0	79.2
1970/05/31	-82.50	-03.70	0.0	33.0
1970/05/31	-80.82	-03.97	5.4	46.1
1970/05/31	-81.10	-04.12	5.0	40.0
1970/05/31	-80.97	-04.21	4.8	38.6
1970/05/31	-81.00	-03.96	4.7	71.0
1970/05/31	-80.92	-03.93	5.1	33.1
1970/05/31	-80.81	-03.93	5.4	37.6
1970/05/31	-80.35	-04.05	5.0	55.8
1970/05/31	-80.76	-04.03	0.0	33.0

Tabla A.10: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VII).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1970/05/31	-80.79	-03.90	5.2	38.4
1970/05/31	-80.80	-03.80	0.0	23.0
1970/05/31	-78.20	-09.60	0.0	33.0
1970/05/31	-74.46	-10.94	0.0	49.0
1970/05/31	-81.10	-03.88	0.0	33.0
1970/05/31	-81.00	-04.11	0.0	44.0
1970/05/31	-80.84	-03.86	5.1	43.1
1970/05/31	-72.94	-16.02	0.0	111.0
1970/05/31	-80.90	-03.97	4.7	48.0
1970/05/31	-81.50	-04.60	0.0	30.0
1970/05/31	-83.71	-06.02	0.0	33.0
1970/05/31	-80.90	-03.95	6.1	55.7

Tabla A.11: Réplicas del sismo del 31 de mayo de 1970 (Parte VIII).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
1974/03 10	-12.24	-77.58	8.0	13
1974/03 10	-12.74	-78.18	5.0	33
1974/03 10	-12.46	-76.08	4.6	33
1974/03 10	-11.24	-75.20	4.2	00
1974/03 10	-12.43	-77.07	4.6	00
1974/03 10	-12.66	-77.69	3.9	00
1974/03 10	-13.57	-77.02	4.7	81
1974/03 10	-12.93	-79.05	4.2	00
1974/03 10	-12.75	-78.16	4.1	00
1974/03 10	-12.49	-77.52	4.7	11
1974/03 10	-12.59	-77.94	4.1	95
1974/03 10	-13.52	-76.93	4.7	90
1974/03 10	-12.17	-77.17	4.8	91
1974/04 10	-12.73	-77.44	4.0	00
1974/04 10	-12.41	-78.31	3.8	00
1974/04 10	-13.51	-76.81	4.1	79
1974/04 10	-12.21	-77.60	4.1	54
1974/04 10	-12.91	-77.53	4.2	33
1974/04 10	-13.38	-77.40	4.2	33
1974/04 10	-12.81	-77.97	3.2	00
1974/05 10	-12.53	-76.59	4.2	14
1974/05 10	-12.38	-77.61	4.4	80
1974/05 10	-13.87	-76.84	4.7	33
1974/05/10	-11.92	-77.35	4.3	33
1974/05/10	-12.06	-77.37	3.6	00
1974/06/10	-12.54	-77.86	4.2	19

Tabla A.12: Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte I).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
1974/06/10	-11.81	-77.63	4.0	00
1974/06/10	-11.95	-77.29	4.0	00
1974/07/10	-12.17	-77.76	5.0	55
1974/07/10	-13.69	-76.94	4.3	77
1974/07/10	-12.34	-77.47	4.2	00
1974/09/10	-13.00	-77.12	4.0	00
1974/09/10	-12.70	-76.97	4.5	56
1974/09/10	-12.51	-77.14	4.6	12
1974/09/10	-12.62	-76.70	4.9	70
1974/10/10	-13.01	-77.31	3.5	00
1974/10/10	-12.47	-77.68	5.4	30
1974/10/10	-13.03	-77.37	4.7	62
1974/12/10	-13.03	-77.68	3.7	33
1974/13/10	-12.47	-76.71	4.2	85
1974/13/10	-12.47	-77.09	3.9	59
1974/14/10	-12.57	-76.77	4.2	55
1974/15/10	-12.77	-77.12	3.7	00
1974/16/10	-12.53	-77.01	0.0	57
1974/23/10	-12.06	-77.30	3.8	00
1974/24/10	-12.37	-77.39	3.7	00
1974/24/10	-12.53	-77.37	4.5	58
1974/28/10	-13.23	-77.54	0.0	33
1974/28/10	-13.66	-77.47	0.0	00
1974/02/11	-12.67	-77.82	4.9	58
1974/08/11	-13.76	-76.92	4.1	00

Tabla A.13: Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte II).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
1974/09/11	-12.43	-77.45	6.0	6
1974/11/11	-11.36	-79.09	4.8	33
1974/14/11	-12.80	-76.97	5.3	46
1974/17/11	-13.25	-80.75	4.2	00
1974/18/11	-12.90	-77.61	3.5	00
1974/21/11	-13.70	-76.12	4.1	90
1974/05/12	-11.80	-75.76	4.6	50
1974/17/12	-14.12	-75.80	4.5	83
1974/24/12	-12.82	-77.78	4.7	48

Tabla A.14: Réplicas del sismo del 03 de octubre de 1974 (Parte III).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1996/11/12	-75.58	-14.86	5.5	33.0
1996/11/12	-76.03	-15.77	4.5	0.0
1996/11/12	-74.98	-15.10	4.8	33.0
1996/11/12	-75.59	-16.15	4.5	33.0
1996/11/12	-75.00	-15.00	4.0	0.0
1996/11/12	-75.77	-14.98	4.3	33.0
1996/11/12	-75.58	-14.81	5.0	33.0
1996/11/12	-76.97	-15.71	4.0	33.0
1996/11/12	-74.88	-15.48	4.3	34.8
1996/11/12	-75.21	-15.08	3.9	33.0
1996/11/12	-77.70	-16.39	3.6	0.0
1996/11/12	-75.29	-15.32	5.0	33.0
1996/11/12	-74.96	-15.58	4.3	12.1
1996/11/12	-78.80	-16.57	3.6	0.0
1996/11/12	-74.86	-15.31	4.7	17.0
1996/11/12	-75.39	-15.34	4.3	33.0
1996/11/12	-75.62	-15.02	4.8	33.0
1996/11/12	-74.81	-15.42	4.4	21.7
1996/11/12	-75.46	-15.48	4.4	33.0
1996/11/12	-75.16	-15.32	4.4	33.0
1996/11/12	-75.15	-15.55	4.2	33.0
1996/11/12	-75.46	-15.33	4.2	33.0
1996/11/12	-75.68	-14.91	4.0	33.0
1996/11/12	-75.64	-15.11	4.6	33.0
1996/11/12	-77.40	-16.33	4.5	0.0
1996/11/12	-75.54	-15.50	4.1	33.0
1996/11/12	-75.54	-15.09	4.3	20.3
1996/11/12	-76.04	-15.08	4.3	16.3

Tabla A.15: Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte I).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1996/11/12	-74.71	-14.77	4.0	65.4
1996/11/12	-75.87	-15.20	4.3	34.3
1996/11/12	-75.38	-15.62	4.1	33.0
1996/11/12	-76.08	-15.71	3.8	33.0
1996/11/12	-75.75	-15.54	4.3	33.0
1996/11/12	-77.96	-16.38	3.6	0.0
1996/11/12	-75.47	-15.27	4.8	33.0
1996/11/12	-75.05	-15.62	4.3	33.0
1996/11/12	-75.76	-15.21	4.2	33.0
1996/11/12	-74.62	-15.62	4.2	51.9
1996/11/12	-75.55	-14.89	5.4	33.0
1996/11/12	-75.97	-15.23	4.1	33.0
1996/11/12	-75.67	-15.06	4.8	33.0
1996/11/12	-75.43	-15.32	4.5	18.2
1996/11/12	-75.60	-15.21	3.8	33.0
1996/11/12	-75.39	-14.42	4.2	33.0
1996/11/12	-75.65	-14.85	4.9	33.0
1996/11/12	-75.69	-14.81	5.5	35.3
1996/11/12	-75.48	-15.34	5.0	33.0
1996/11/12	-75.22	-15.18	5.1	33.0
1996/11/12	-75.18	-15.40	3.9	33.0
1996/11/12	-75.53	-14.80	4.3	54.2
1996/11/12	-75.38	-15.73	3.9	33.0
1996/11/12	-75.44	-15.47	4.1	33.0
1996/11/12	-75.10	-15.33	4.4	33.0
1996/11/12	-75.40	-15.28	4.3	33.0
1996/11/12	-75.67	-15.07	5.0	33.0
1996/11/12	-75.45	-15.23	4.4	70.2

Tabla A.16: Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte II).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1996/11/12	-75.10	-15.45	4.6	40.8
1996/11/12	-75.35	-15.13	4.1	33.0
1996/11/12	-75.42	-15.51	5.2	33.0
1996/11/12	-76.07	-15.16	4.2	33.0
1996/11/12	-74.89	-15.10	4.2	33.0
1996/11/12	-75.44	-15.32	4.3	57.4
1996/11/12	-75.07	-15.18	4.3	33.0
1996/11/12	-75.68	-14.50	4.2	33.0
1996/11/12	-75.40	-14.90	4.2	39.3
1996/11/12	-75.18	-15.37	3.8	33.0
1996/11/12	-76.17	-15.08	4.0	96.2
1996/11/12	-75.53	-15.50	5.1	33.4
1996/11/12	-75.67	-15.47	4.2	35.4
1996/11/12	-75.73	-14.76	5.3	28.1
1996/11/12	-76.19	-14.79	4.3	40.4
1996/11/12	-75.49	-15.34	4.8	22.4
1996/11/12	-75.62	-15.44	4.1	33.0
1996/11/12	-75.60	-14.87	5.1	62.1
1996/11/12	-75.55	-15.29	4.0	33.0
1996/11/12	-74.88	-14.84	4.2	49.6
1996/11/12	-75.69	-15.56	4.0	33.0
1996/11/12	-75.13	-15.46	4.5	33.0
1996/11/12	-74.98	-15.38	4.7	40.8
1996/11/12	-75.89	-15.45	4.1	9.0
1996/11/12	-75.45	-14.24	3.8	0.0
1996/11/12	-75.87	-15.33	4.2	59.8
1996/11/12	-75.65	-14.99	4.1	41.2

Tabla A.17: Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte III).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1996/11/12	-75.90	-15.48	3.9	50.2
1996/11/12	-75.69	-15.71	4.2	33.0
1996/11/12	-75.03	-15.39	4.4	37.1
1996/11/12	-74.09	-14.92	4.1	00.0
1996/11/12	-75.55	-15.30	4.0	50.8
1996/11/12	-75.37	-15.72	4.0	33.0
1996/11/12	-75.58	-15.40	4.0	65.6
1996/11/12	-75.60	-15.18	3.7	52.9
1996/11/12	-75.74	-15.20	4.0	36.9
1996/11/12	-75.52	-16.01	3.7	25.0
1996/11/12	-75.39	-15.51	4.8	51.7
1996/11/12	-75.09	-15.10	4.1	63.5
1996/11/12	-75.69	-15.46	4.2	33.7
1996/11/12	-75.47	-15.49	4.8	1.7
1996/11/12	-75.43	-14.33	4.0	57.6
1996/11/12	-75.67	-15.53	3.6	50.3
1996/11/12	-73.44	-16.18	3.8	78.1
1996/11/12	-75.51	-14.64	3.6	45.8
1996/11/12	-75.76	-15.02	4.2	42.2
1996/11/12	-75.48	-15.49	3.7	65.4
1996/11/12	-75.28	-15.47	3.9	55.4
1996/11/12	-74.90	-15.43	4.0	61.7
1996/11/12	-75.70	-15.21	4.5	16.9
1996/11/12	-75.33	-15.63	3.4	34.4
1996/11/12	-74.41	-15.57	4.9	51.2
1996/11/12	-75.59	-14.86	4.6	35.9

Tabla A.18: Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte IV).

Fecha	Lon (°)	Lat (°)	Mag.	Prof.(km)
1996/11/12	-77.14	-13.07	4.5	51.7
1996/11/12	-75.93	-15.32	4.1	34.3
1996/11/12	-75.90	-15.22	3.9	40.0
1996/11/12	-75.68	-15.33	3.8	32.7
1996/11/12	-75.44	-15.52	4.2	28.3
1996/11/12	-76.26	-14.44	5.7	10.4
1996/11/12	-75.54	-13.06	4.0	33.0
1996/11/12	-76.24	-14.53	5.1	35.4
1996/11/12	-76.20	-14.43	5.1	16.7
1996/11/12	-76.35	-14.59	4.8	36.5
1996/11/12	-75.93	-14.30	3.5	03.2
1996/11/12	-76.19	-14.46	4.7	27.0
1996/11/12	-76.25	-14.35	4.5	40.2
1996/11/12	-76.18	-14.44	4.4	41.0
1996/11/12	-76.21	-14.33	4.3	36.7
1996/11/12	-75.52	-15.08	4.7	44.1
1996/11/12	-76.22	-14.46	4.0	35.4
1996/11/12	-76.11	-15.05	4.0	26.5
1996/11/12	-75.59	-15.29	3.9	49.9
1996/11/12	-75.69	-14.27	4.0	65.9
1996/11/12	-74.92	-13.71	3.2	62.9
1996/11/12	-76.66	-14.44	3.7	53.4
1996/11/12	-75.39	-14.79	3.8	56.2
1996/11/12	-75.75	-15.49	4.2	31.2
1996/11/12	-75.54	-14.89	4.0	51.3
1996/11/12	-73.38	-16.03	3.6	93.6
1996/11/12	-75.20	-15.51	4.2	40.6

Tabla A.19: Réplicas del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Parte V).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/15	-13.38	-76.55	8.0	41.2
2007/08/15	-13.36	-76.86	4.8	10.1
2007/08/15	-14.22	-76.18	4.9	41.1
2007/08/16	-13.36	-76.78	4.8	32.4
2007/08/16	-13.22	-76.38	5.5	42.3
2007/08/16	-13.83	-76.26	4.7	30.9
2007/08/16	-13.72	-76.47	4.7	33.8
2007/08/16	-14.22	-75.92	5.7	55.0
2007/08/16	-13.35	-76.74	4.7	28.4
2007/08/16	-14.12	-76.16	5.0	45.9
2007/08/16	-13.50	-77.10	4.4	16.5
2007/08/16	-14.14	-76.69	4.3	24.4
2007/08/16	-13.22	-76.38	4.1	35.0
2007/08/16	-13.49	-77.00	4.0	42.6
2007/08/16	-14.42	-75.83	4.6	43.5
2007/08/16	-13.55	-75.46	4.4	0.0
2007/08/16	-13.34	-76.61	5.7	26.1
2007/08/16	-13.54	-76.75	5.0	28.1
2007/08/16	-14.51	-76.22	4.2	43.1
2007/08/16	-13.59	-76.09	4.4	7.4
2007/08/16	-14.45	-76.25	4.0	46.0
2007/08/16	-14.15	-76.61	5.2	23.7
2007/08/16	-12.80	-76.31	3.9	0.0
2007/08/16	-14.14	-76.82	4.1	61.0
2007/08/16	-14.25	-76.39	4.0	46.5
2007/08/16	-13.75	-76.05	4.8	36.8
2007/08/16	-13.29	-77.43	4.0	35.0
2007/08/16	-13.36	-76.02	4.1	35.0

Tabla A.20: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte I).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/16	-13.55	-76.58	4.9	35.6
2007/08/16	-13.47	-77.02	4.0	19.8
2007/08/16	-14.16	-76.53	4.1	22.8
2007/08/16	-13.56	-76.82	3.5	2.2
2007/08/16	-13.25	-76.79	4.5	24.8
2007/08/16	-13.52	-76.72	4.4	44.3
2007/08/16	-13.17	-77.46	4.1	0.0
2007/08/16	-13.50	-76.85	3.9	41.4
2007/08/16	-13.51	-77.15	4.4	35.0
2007/08/16	-13.62	-76.79	5.5	37.1
2007/08/16	-13.41	-76.95	4.9	27.1
2007/08/16	-13.79	-76.36	4.1	53.4
2007/08/16	-14.34	-76.48	3.7	27.6
2007/08/16	-13.64	-75.72	5.0	51.7
2007/08/16	-14.41	-76.11	3.7	0.0
2007/08/16	-14.29	-76.79	3.6	0.0
2007/08/16	-14.60	-75.69	3.7	45.4
2007/08/16	-13.57	-77.28	3.7	21.8
2007/08/16	-13.59	-77.09	3.6	40.2
2007/08/16	-13.37	-77.28	4.1	45.8
2007/08/16	-14.02	-75.88	4.0	59.8
2007/08/16	-14.27	-76.09	5.7	24.7
2007/08/16	-13.50	-77.23	3.9	38.3
2007/08/16	-13.39	-77.18	4.4	21.3
2007/08/16	-13.92	-76.25	4.0	28.5
2007/08/16	-14.19	-76.25	4.0	13.6
2007/08/16	-14.01	-76.54	3.7	47.6
2007/08/16	-13.56	-76.63	3.9	38.8

Tabla A.21: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte II).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/16	-13.80	-76.65	4.5	27.1
2007/08/16	-13.82	-76.59	3.9	35.0
2007/08/16	-13.44	-76.73	4.2	34.3
2007/08/16	-13.83	-76.69	4.2	35.0
2007/08/16	-13.61	-77.06	4.2	0.0
2007/08/16	-13.40	-77.05	4.0	30.6
2007/08/16	-13.44	-76.89	4.5	27.0
2007/08/16	-14.15	-76.60	3.9	35.0
2007/08/16	-14.35	-76.02	4.0	35.0
2007/08/16	-13.77	-77.13	4.3	26.4
2007/08/16	-14.20	-76.04	4.8	40.9
2007/08/16	-13.89	-76.41	4.1	29.8
2007/08/16	-14.07	-76.05	5.1	31.7
2007/08/16	-13.63	-76.90	3.9	14.6
2007/08/16	-14.40	-76.55	3.5	7.0
2007/08/16	-13.70	-76.89	3.9	40.4
2007/08/16	-14.33	-76.24	3.9	56.7
2007/08/16	-14.02	-76.02	3.9	81.7
2007/08/16	-14.33	-76.07	5.1	40.5
2007/08/16	-14.25	-76.20	5.5	31.8
2007/08/16	-14.53	-76.23	4.2	48.5
2007/08/16	-13.41	-77.22	4.2	36.6
2007/08/16	-14.40	-76.20	4.2	32.0
2007/08/16	-13.37	-76.92	3.7	30.0
2007/08/16	-14.49	-76.37	4.5	20.2
2007/08/16	-12.79	-76.03	3.6	0.0
2007/08/16	-14.25	-76.02	3.8	0.0
2007/08/16	-13.43	-76.69	5.3	5.7

Tabla A.22: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte III).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/16	-13.61	-76.82	5.1	35.0
2007/08/16	-12.77	-75.84	4.2	0.0
2007/08/16	-14.35	-76.10	4.6	20.0
2007/08/16	-14.31	-76.34	3.7	57.5
2007/08/16	-13.47	-75.85	4.0	48.9
2007/08/16	-13.52	-76.61	4.8	25.7
2007/08/17	-14.39	-76.16	5.1	13.8
2007/08/17	-14.47	-76.11	5.1	35.9
2007/08/17	-14.43	-76.12	4.3	38.3
2007/08/17	-14.05	-76.63	4.0	54.1
2007/08/17	-13.85	-76.48	4.3	54.3
2007/08/17	-13.83	-76.84	4.1	35.0
2007/08/17	-13.11	-76.30	3.7	85.5
2007/08/17	-14.24	-76.04	4.9	26.3
2007/08/17	-13.55	-76.97	3.9	40.6
2007/08/17	-14.66	-75.85	4.2	44.0
2007/08/17	-14.74	-76.19	4.3	7.0
2007/08/17	-14.34	-76.59	4.0	4.0
2007/08/17	-14.17	-76.04	5.4	20.8
2007/08/17	-14.37	-76.42	4.0	35.9
2007/08/17	-12.53	-75.56	3.7	0.0
2007/08/17	-13.66	-77.02	3.9	11.7
2007/08/17	-13.56	-77.41	3.8	49.5
2007/08/17	-14.55	-76.31	4.0	55.4
2007/08/17	-13.79	-75.87	4.1	52.4
2007/08/17	-14.70	-76.35	4.0	57.8
2007/08/17	-13.58	-76.61	5.6	21.8
2007/08/17	-13.48	-76.84	4.4	35.0

Tabla A.23: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte IV).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/17	-12.00	-76.45	4.5	0.0
2007/08/17	-13.37	-77.20	4.8	39.9
2007/08/17	-14.60	-76.55	3.9	18.2
2007/08/17	-13.97	-76.55	4.0	57.0
2007/08/17	-14.60	-76.66	4.5	35.6
2007/08/17	-14.42	-76.18	4.2	64.5
2007/08/18	-13.71	-76.89	3.8	35.0
2007/08/18	-14.49	-76.58	3.8	35.0
2007/08/18	-13.62	-76.90	4.0	16.2
2007/08/18	-13.55	-77.21	3.7	0.0
2007/08/18	-12.37	-76.23	3.8	0.0
2007/08/18	-13.90	-76.41	4.2	40.3
2007/08/18	-13.80	-76.29	6.0	33.4
2007/08/18	-14.10	-75.89	3.8	67.4
2007/08/18	-13.35	-76.80	3.7	36.7
2007/08/18	-14.30	-76.76	4.3	51.3
2007/08/18	-14.88	-76.22	3.9	35.0
2007/08/18	-13.87	-76.64	4.2	35.0
2007/08/18	-14.90	-76.39	3.9	0.0
2007/08/19	-13.57	-76.67	3.9	6.5
2007/08/19	-13.63	-76.53	4.9	28.6
2007/08/19	-13.61	-76.61	5.8	13.4
2007/08/19	-13.68	-76.45	4.9	22.2
2007/08/19	-13.89	-76.74	3.3	57.0
2007/08/19	-13.60	-76.58	4.2	41.0
2007/08/19	-13.47	-77.13	4.1	0.0
2007/08/19	-13.59	-76.60	4.3	21.2
2007/08/19	-13.57	-76.62	4.4	31.2

Tabla A.24: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte V).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/19	-14.17	-76.48	3.8	4.7
2007/08/19	-13.76	-76.72	4.6	11.8
2007/08/19	-12.40	-76.33	4.4	0.0
2007/08/19	-13.61	-76.90	3.8	7.8
2007/08/19	-13.62	-76.49	5.4	26.3
2007/08/19	-14.53	-76.28	4.5	48.3
2007/08/19	-13.68	-77.55	3.9	26.7
2007/08/20	-13.82	-75.73	3.9	74.8
2007/08/20	-14.33	-76.49	4.0	42.8
2007/08/20	-15.15	-76.23	3.6	97.5
2007/08/20	-13.54	-76.94	3.9	5.9
2007/08/20	-14.34	-76.56	4.1	15.5
2007/08/20	-13.88	-77.27	3.8	5.5
2007/08/20	-13.45	-76.93	3.7	39.0
2007/08/20	-13.56	-76.48	4.7	20.3
2007/08/20	-13.70	-76.26	5.1	31.4
2007/08/21	-14.10	-76.01	3.5	72.5
2007/08/21	-13.51	-76.85	4.1	35.0
2007/08/21	-13.87	-76.79	4.7	5.1
2007/08/21	-14.35	-76.18	4.0	35.0
2007/08/21	-13.67	-76.18	4.7	41.7
2007/08/21	-13.61	-76.95	5.0	15.5
2007/08/22	-14.39	-76.78	4.0	3.9
2007/08/22	-13.34	-77.23	3.9	10.4
2007/08/22	-14.25	-76.18	4.5	46.0
2007/08/23	-13.93	-76.71	4.3	0.0
2007/08/23	-13.29	-77.03	3.5	41.1
2007/08/23	-13.27	-76.99	3.9	35.0

Tabla A.25: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VI).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/08/23	-13.65	-76.81	4.6	20.3
2007/08/24	-13.80	-77.16	4.2	28.4
2007/08/24	-13.07	-75.92	3.8	56.7
2007/08/24	-14.24	-76.63	3.7	35.0
2007/08/25	-13.72	-76.85	4.2	12.4
2007/08/26	-13.53	-77.11	3.8	35.0
2007/08/26	-13.57	-76.73	4.2	0.3
2007/08/26	-13.82	-75.95	3.7	0.0
2007/08/26	-12.21	-77.58	3.8	42.3
2007/08/26	-14.33	-76.15	4.1	41.1
2007/08/27	-14.25	-76.62	3.8	0.0
2007/08/28	-13.25	-76.42	4.3	58.7
2007/08/29	-14.39	-76.97	3.8	35.0
2007/08/30	-14.52	-76.41	4.0	29.8
2007/08/30	-14.02	-76.92	3.7	21.0
2007/08/31	-13.26	-75.08	3.4	86.1
2007/08/31	-15.95	-74.13	3.9	81.7
2007/09/01	-13.73	-76.82	4.1	42.2
2007/09/01	-14.70	-76.79	4.0	32.3
2007/09/01	-14.47	-75.98	3.9	36.1
2007/09/03	-14.34	-76.46	4.1	35.0
2007/09/03	-14.00	-76.62	4.3	7.0
2007/09/05	-13.89	-76.77	5.0	7.5
2007/09/05	-14.26	-76.40	4.3	6.0
2007/09/06	-13.80	-76.12	3.7	59.4
2007/09/09	-14.19	-76.89	3.9	35.0
2007/09/09	-13.61	-75.94	4.8	39.2
2007/09/10	-14.06	-76.07	3.3	62.1

Tabla A.26: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VII).

Fecha	Lat (°)	Lon (°)	Mag.	Prof.(km)
2007/11/16	-13.59	-76.84	3.9	35.0
2007/11/16	-14.64	-74.33	3.5	0.0
2007/11/18	-13.53	-76.77	4.1	45.8
2007/11/18	-13.88	-76.14	3.4	76.6
2007/11/21	-14.26	-76.60	4.0	15.2
2007/11/21	-15.13	-74.40	3.8	101.1
2007/11/27	-14.28	-75.96	3.8	26.2
2007/11/28	-13.45	-76.70	3.8	5.4
2007/11/30	-13.78	-76.96	4.2	35.0
2007/12/04	-14.28	-76.24	3.9	24.7
2007/12/04	-14.28	-76.30	3.8	34.5
2007/12/07	-13.51	-76.60	5.2	25.0
2007/12/12	-14.40	-76.02	4.3	35.0
2007/12/19	-14.32	-75.43	4.1	51.6

Tabla A.27: Réplicas del sismo del 15 de agosto de 2007 (Parte VIII).

Mapas de isosístas

Una forma de representar gráficamente los niveles de intensidad de un sismo es a través de mapas de isosístas, estos representan curvas con igual nivel de intensidad a partir de observaciones de un evento en particular. La escala de intensidades se representa por la escala de Mercalli Modificada (MM). Según la escala de intensidad se representan (IGP, 2016; Jiménez, 2015):

- I: El movimiento no es percibido por las personas por ser muy leve, registrado por los instrumentos sísmicos.
- II: El movimiento es sentido por personas en estado de reposo, especialmente aquellas que se encuentran en los niveles superiores de un edificio.
- III: Es sentido mayoritariamente en los pisos superiores de los edificios, pero muchos pueden no reconocerlo como sismo ya que la vibración es semejante a la producida por el paso de un vehículo liviano.
- IV: Objetos suspendidos oscilan libremente, la vibración es semejante al paso de un vehículo pesado, los cristales y vidrios de casas suenan.
- V: Personas dormidas se despiertan, el contenido líquido en recipientes y tanques es perturbado y se puede derramar, objetos inestables son desplazados, las puertas giran y se abren o cierran, relojes de péndulo se detienen.
- VI: Sentido por todas las personas, muchos sufren pánico y corren hacia el exterior, se tiene dificultad en caminar establemente, vidrios y vajillas se quiebran, libros y objetos son lanzados de los anaqueles y estantes, los muebles son desplazados o volcados.
- VII: Se tiene dificultad en mantenerse en pie, es percibido por conductores de vehículos en marcha, muebles y materiales de casa se rompen.
- VIII: La conducción de vehículos se dificulta, daños de consideración y colapso de tuberías, árboles se caen.
- IX: Pánico general, daños de embalses y depósitos de agua, ruptura de tuberías enterradas, grietas significativas visibles en el terreno.
- X: Puentes destruidos, daño severo a represas, diques y terraplenes, grandes deslizamientos de tierra, el agua se rebalsa en los bordes de los ríos, lagos y embalses, rieles de ferrocarril deformados ligeramente.
- XI: Los rieles de ferrocarril deformados severamente, ruptura de tuberías enterradas que quedan fuera de servicio.
- XII: Destrucción total, grandes masas de roca desplazadas.

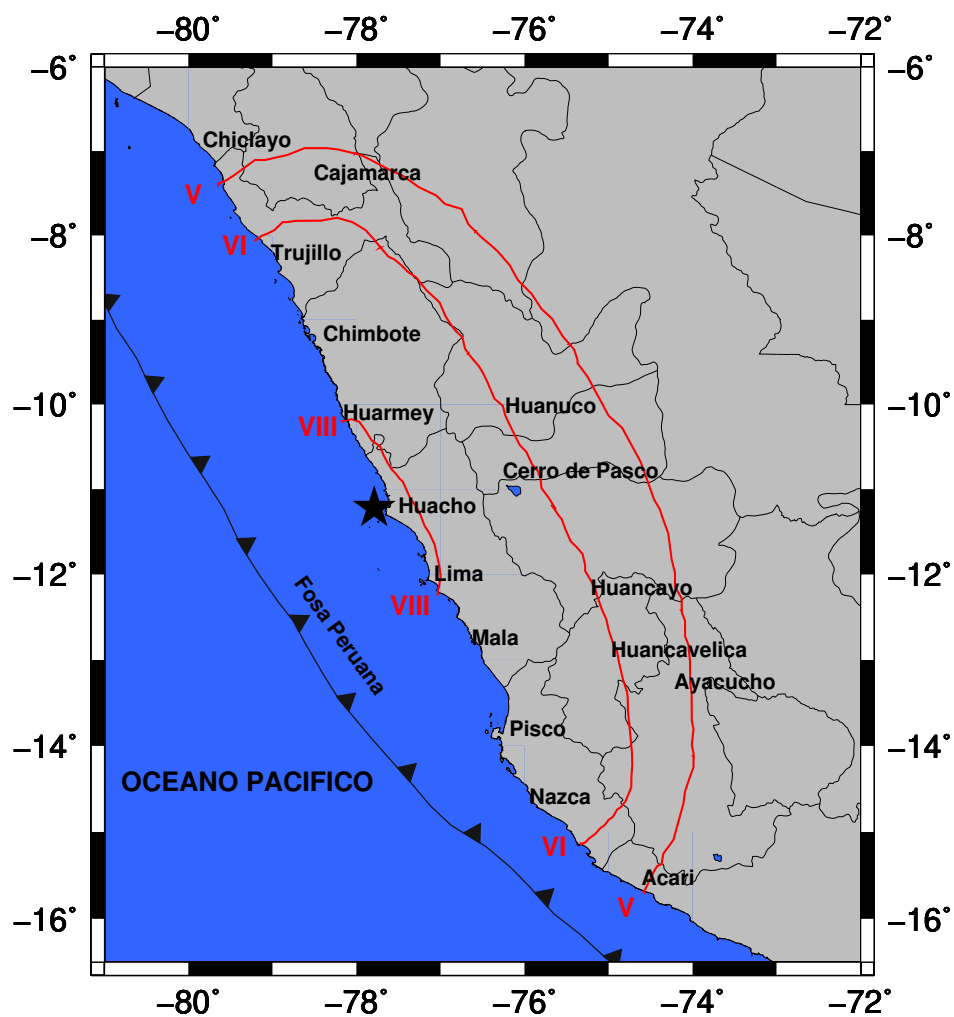


Figura B.1: Mapa de isosistas para el sismo de 1940 propuesto por Dorbath et al. (1990). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

A continuación se presentan las isosistas de cada evento en estudio propuesto en la presente tesis:

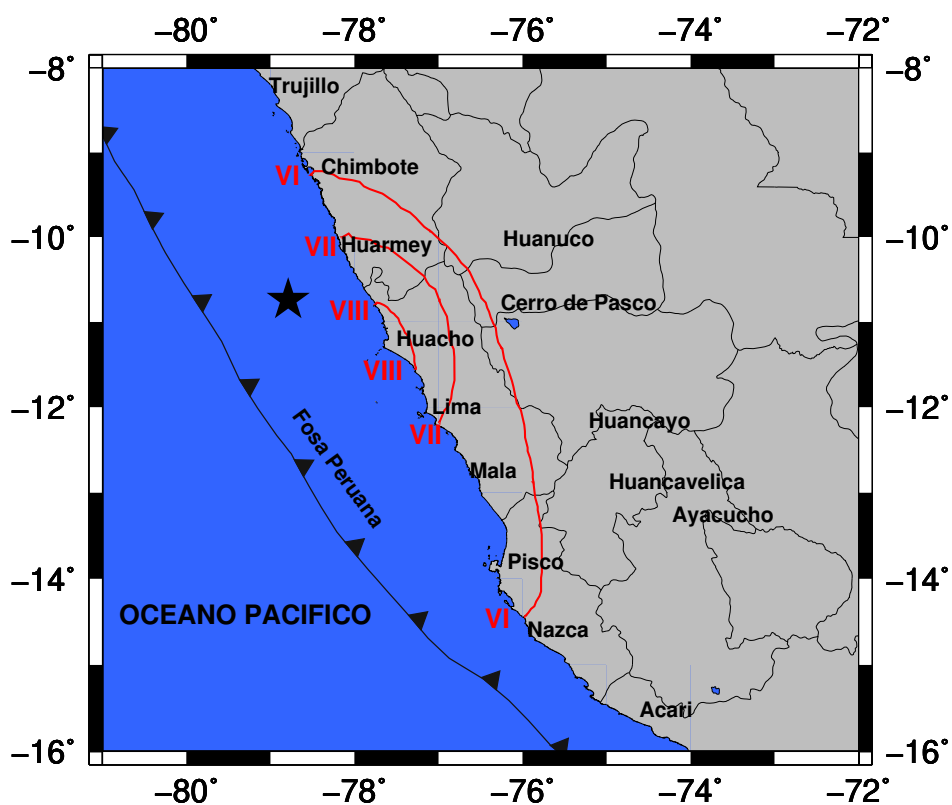


Figura B.2: Mapa de isosistas para el sismo de 1966 propuesto por Silgado (1977). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

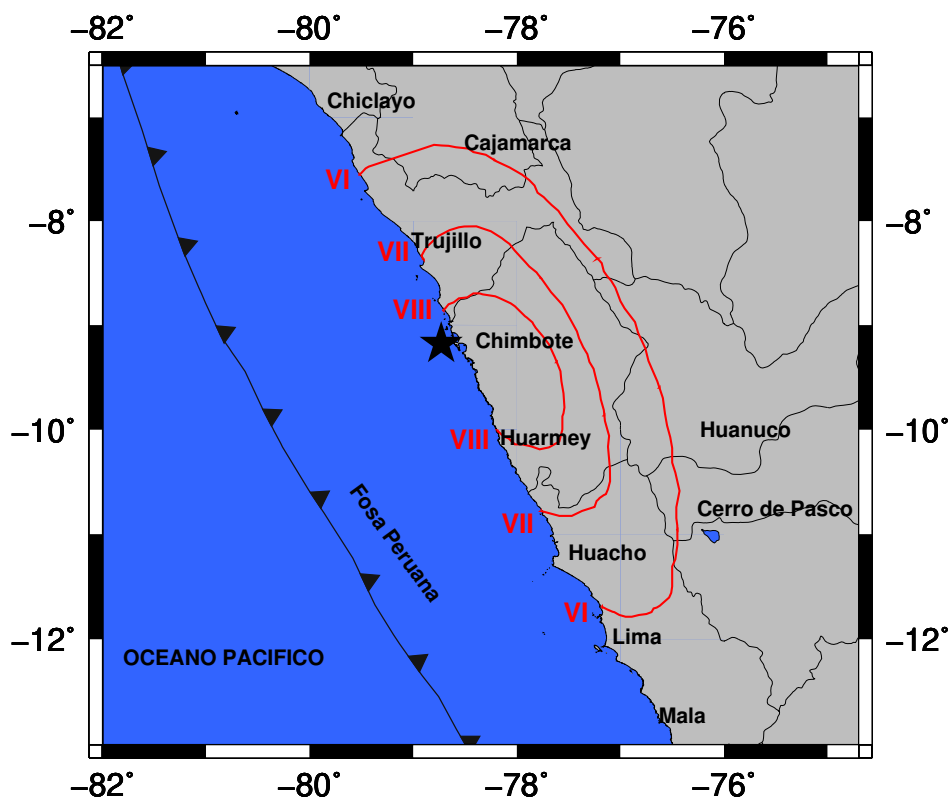


Figura B.3: Mapa de isosistas para el sismo de 1970 propuesto por Silgado (1977). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

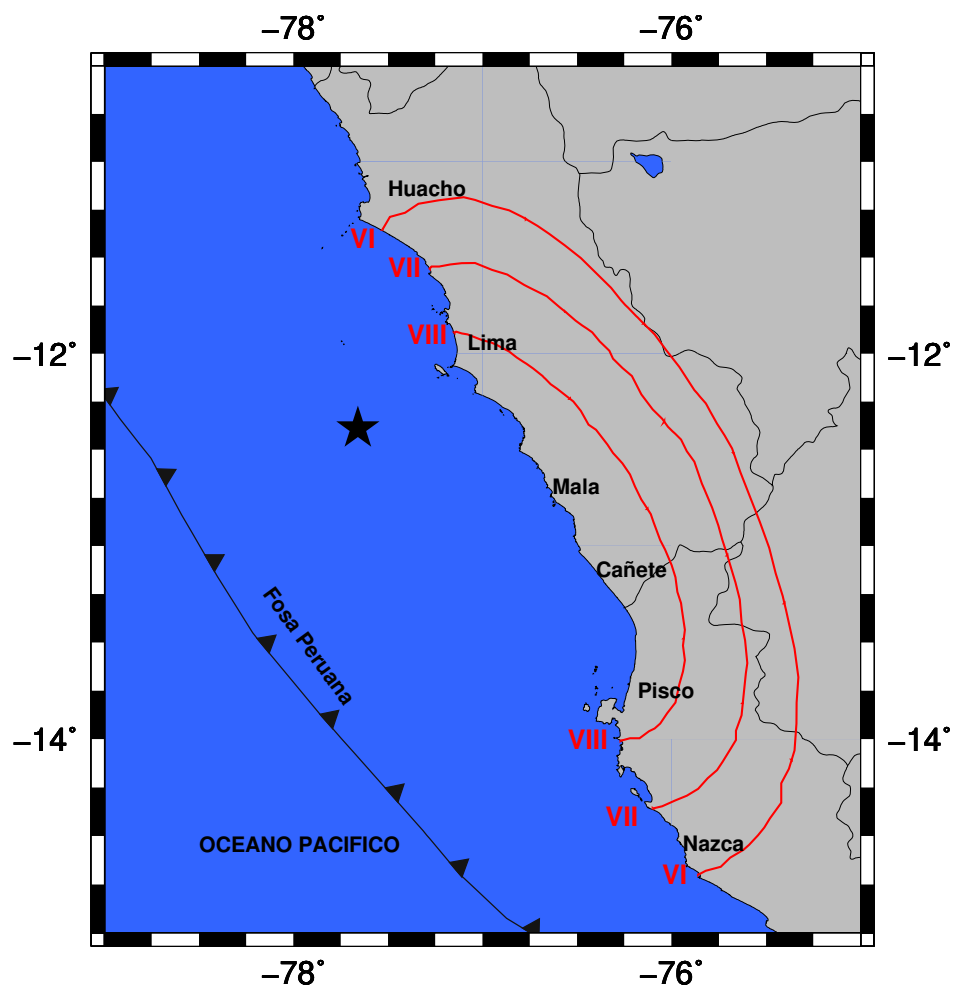


Figura B.4: Mapa de isosístas para el sismo de 1974 propuesto por Herrera y Giuliani (1975). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

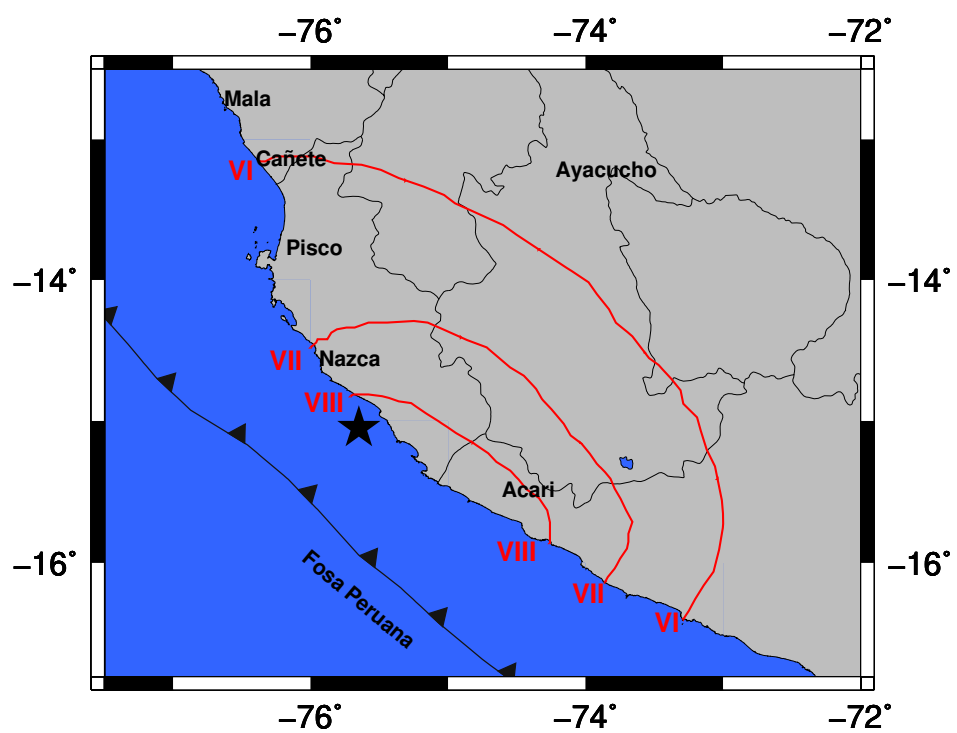


Figura B.5: Mapa de isosístas para el sismo de 1996 propuesto por Chatelain et al. (1997). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

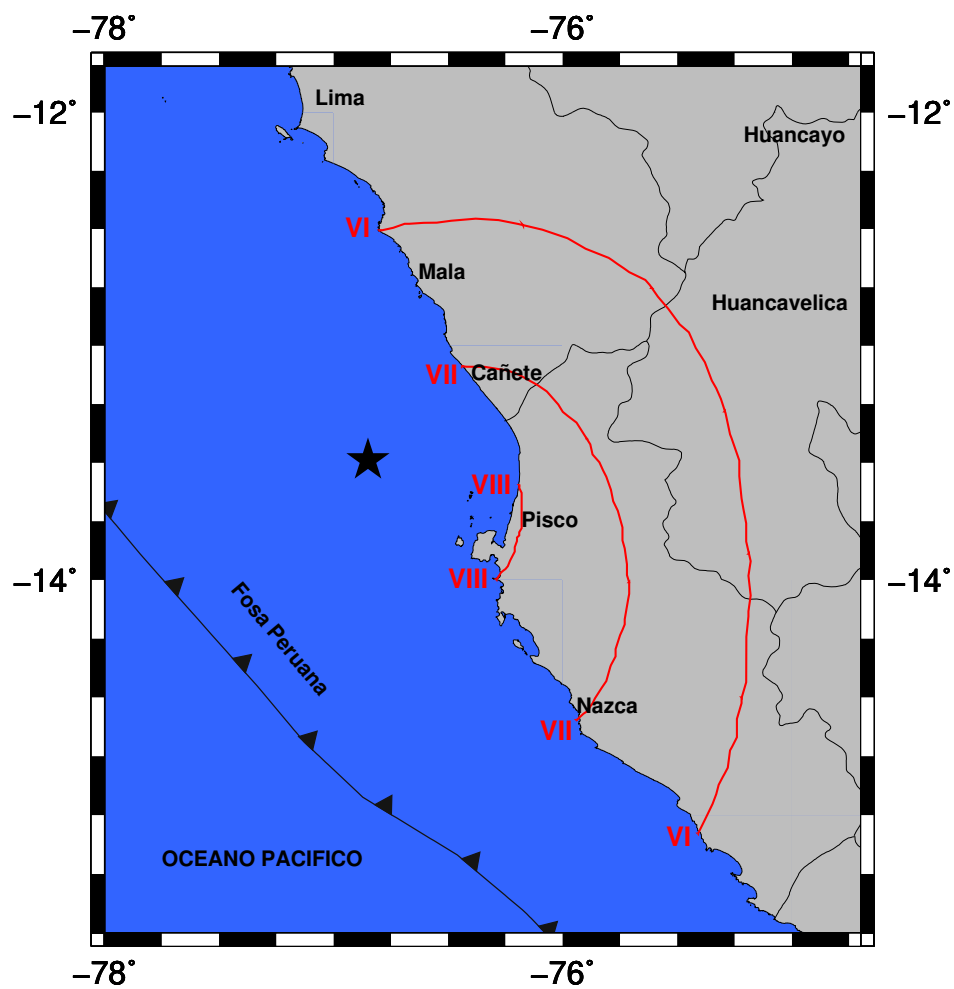


Figura B.6: Mapa de isosístas para el sismo de 2007 propuesto por Astroza (2007). Adaptado del Catálogo IGP (2016).

Referencias

- [1] Abe, K. (1972). Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1974 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5: 367-379.
- [2] Alva, J y Vásquez, D. (1999). Terremoto de Nazca, 12 de noviembre de 1996, Perú. CISMID, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, Ponencia Presentada a la Segunda Conferencia Internacional de Ingeniería Geotécnica Sísmica, Lisboa, 21-25 Junio 1999, Vol 2, pp 749-758.
- [3] Álvarez, J., Martínez, J., Benito, B. (2004). Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, factor clave en la tectónica y la peligrosidad sísmica en Centroamérica. *Geo-Temas* 6 (3).
- [4] Álvarez, J. (2004). Terremotos inducidos por transferencia cosísmica de esfuerzos: Metodología y casuística. Tesis de maestría. Universidad Complutense de Madrid.
- [5] Astroza, M. (2007). Estudio de la zona afectada por el terremoto de Pisco. Intensidades y daños del terremoto. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. Centro regional de sismología para América del Sur. Lima-Perú.
- [6] Beck, S., and Ruff, L. (1989). Great earthquakes and subduction along the Peru trench. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 199-224.
- [7] Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de Grado UNSA. 170p.
- [8] Bernal, I., Tavera, H., Antayhua, Y. (2001). Evaluación de la sismicidad y distribución de la energía sísmica en Perú. *IGP Boletín de la Soc. Geológica del Perú*. V92 p67-78.
- [9] Bernal, I., Tavera, H. (2002). Geodinámica, Sismicidad y energía sísmica en Perú. Monografía editada por IGP, Lima.
- [10] Beroza, G., e Ide, Satoshi. (2011). Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. Doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152531.
- [11] Bigg, J., Robinson, D., and Dixon, T. (2008). The 2007 Pisco, Peru, earthquake (M 8.0): seismology and geodesy. *Geophys. J. Int.* 176, 657-669.
- [12] Buforn, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, num.6. 113-139. Editorial Complutense. ISSN 0214-4557.
- [13] Chatelain, J.L., Guiller, B., Gueguen, P., F. Bondoux. (1997). The Mw 7.7 Nazca (Peru) earthquake, November 12, 1996: repetition of the 1942 event?. *Seis. Res. Lett.*, 68, 917-922.
- [14] Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J., Remy, D., Nocquet, J., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., and Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.* 116, B12405, doi: 10.1029/2010JB008166.

- [15] Dewey, J., and Spence, W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pure appl. Geophys.*, 117: 1148-1171.
- [16] Dorbath, L., Cisternas, A., and Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Vol.* 80, No.3, pp. 551-576.
- [17] Fossen, H. (2015). *Structural Geology*. University of Bergen, Norway. ISBN: 978-0-521-51664-8 Hardback.
- [18] Freed A M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 33(1), pp 335-367.
- [19] Fritz, H., Kalligeris, N., Borrero, J., Broncano, P., and Ortega, E. (2008). The 15 August 2007 Peru tsunami runup observations and modeling. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L10604, doi:10.1029/2008GL033494.
- [20] Funvisis. Mecanismos Focales, [en línea]. Fundación Venezolana de investigaciones sismológicas. Dirección URL: [http : //www.funvisis.gob.ve/informecanismos.php](http://www.funvisis.gob.ve/informecanismos.php). (Consulta: Mayo, 2017).
- [21] Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., Campos, J. (2006). Modeling of stress in the Coquimbo region of central Chile. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B04307, doi: 10.1029/2004JB003440.
- [22] Hartzell, S., and Langer, C. (1993). Importance of model parameterization in finite fault inversions: Application to the 1974 Mw 8.0 Peru earthquake. *Journal of Geophysical Research*, vol., 98, No, B12, pp 22, 123-22, 134.
- [23] Herbert, H., Reymond, D., Krien, Y., Vergoz, J., Schindelé, F., Roger, J., and Loevenbruck, A. (2009). The 15 August 2007 Peru earthquake and tsunami: Influence of the source characteristics on the tsunami heights. *Pure appl. Geophys.* 166, 211-232. DOI 10.1007/s00024-008-0439-0.
- [24] Herrera, J. y Giuliani, H. (1975). El Terremoto de Lima (Perú) del 3 de Octubre de 1974- Espectro de la Componente N 82°W del Acelerograma. Informe Preparado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur a UNESCO, Contrato SC/RP - 601.013.
- [25] Hopkins, D., Bell, D., Benites, R., Burr, J., Hamilton, Craig, and Kotze, R. (2008). The Pisco (Peru) earthquake of 15 august 2007. *Bulletin of the New Zealand Society for earthquake engineering*, vol. 41, No.3.
- [26] Instituto Geofísico del Perú (2016). Catálogo General de Isosístas para sismos peruanos. Subdirección de Ciencias de la Tierra Sólida SCTS/Unidad de Sismología.
- [27] Ioualalen, M., Perfettini, H., Yauri, S., Jiménez, C., and Tavera, H. (2013). Tsunami Modeling to validate slip models of the 2007 Mw8.0 Pisco Earthquake, central Peru. *Pure Appl. Geophys.* 170, 433-451.

- [28] Instituto Nacional de Estadística e Informática. (2016). Síntesis estadística 2016. Depósito legal de la biblioteca Nacional del Perú No 2016-15694. Lima-Perú.
- [29] Jarrín, P. (2015). Modelamiento de datos GPS aplicado al estudio de la subducción de Ecuador. Tesis de maestría. Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador.
- [30] Jiménez, C., y Moggiano, N. (2012). Mecanismo y distribución de la fuente del terremoto de Pisco 2007 mediante inversión de ondas sísmicas. Bol. Soc. Geol. Perú 106: 1-10.
- [31] Jiménez, C., Moggiano, N., y Saavedra, M. (2012). Fuente sísmica del terremoto de Pisco 2007 a partir de inversión de registros mareográficos. Revista de Investigación de Física 15, 121502401.
- [32] Jiménez, C., Moggiano, N., Mas, E., Adriano, B., Koshimura, S., Fuji, Y., and Yanagisawa, H. (2013). Seismic Source of 1746 Callao Earthquake from Tsunami Numerical Modeling. Journal of Disaster Research. Vol.8. No.2.
- [33] Jiménez, C. (2015). El maremoto notable de 1746. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Perú.
- [34] Jiménez, C., Moggiano, N., Yauri, S., y Calvo, M. (2016). Fuente sísmica del terremoto de Huacho-Perú 1966 de 8.1 Mw a partir de inversión de registros mareográficos. Revista de Investigación de Física 19, 191601401.
- [35] Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquake. Journal of Geophysical Research. Vol. 82. No 20.
- [36] Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquake and some predictions. Journal of Geophysical Research. Vol. 77. No 11.
- [37] Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga, R., Lauria, E., and Fortes L. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. J. South Am. Earth Sci. 16, 125-131.
- [38] King, G., Ross, S., Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 84, N° 3, pp 935-953.
- [39] Labuz, J., y Zang, A. (2012). Mohr-Coulomb Failure Criterion. Rock Mech Rock Eng 45: 975-979. Doi: 10.1007/s00603-012-0281-7.
- [40] Langer, C., Spence, W. (1995). The 1974 Peru earthquake series. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 85, No. 3, pp. 665-687.
- [41] Lay, T., Ammon, C., Hutko, Alexander y Kanamori, H. (2010). Effects of Kinematic Constraints on Teleseismic Finite-Source rupture inversions: Great Peruvian earthquake of 23 June and 15 August 2007. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. , 100, No3, pp. 969-994, doi: 10.1785/0120090274.

- [42] Lay, T., Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Academy Press. ISBN-13: 978-0-12-732870-6. Printed in 525 B Street, suite 1900, San Diego, California 92101-4495, USA.
- [43] Lomnitz, C., Cabré, C. (1968). The Peru earthquake of october 17, 1966. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 58, No. 2, pp. 645-661.
- [44] Mayorga, E., Sánchez, J. (2016). Modelling of Coulomb stress changes during the great ($M_w = 8.8$) 1906 Colombia-Ecuador earthquake. *Journal of south American Earth Sciences* 70 (2016) 268-278.
- [45] Mayorga, E. (2016). Estudio de procesos sísmicos a través de transferencia de esfuerzos en la costa Paífica, sur de Colombia. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias.
- [46] Miao, M., Zhu, S. (2012). A study of the impact of Static Coulomb Stress Changes of megathrust earthquakes along subduction zone on the following aftershocks. *Chinese Journal of Geophysics*, vol. 55, No.5, pp 539-551.
- [47] Morales, N., Zavala, C. (2008). Terremotos en el litoral central del Perú: ¿Podría ser en Lima el escenario de un futuro desastre? Simposio: Emergencias y desastres. *Rev Perú Med Exp Salud Pública*; 25 (2): 217-24.
- [48] Norabuena, E., Dixon, t., Stein, S., and Harrison, C. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions. *Geophysical Research Letters*, vol. 26, No. 22, pp 3405-3408.
- [49] Ocola, L., Becerra, O., Pardo, F. y Huaco, D. (1979). Sismicidad, peligro sísmico y de tsunamis en el área de Bayobar., *Convenio ODECOB-IGP.*, 170 p.
- [50] Okal, E. (1992). Use of the Mantle Magnitude M_m for the Reassessment of the moment of the historical earthquakes. *Pageoph*. Vol. 139, No. 1.
- [51] Okal, E., and Newman, A. (2001). Tsunami earthquakes: The quest for a regional signal, *Phys. Earth Planet. Interiors* 124, 45-70.
- [52] Okal, E., Borrero, J., and Synolakis, C. (2006). Evaluation of Tsunami Risk from Regional Earthquakes at Pisco, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 5, pp. 1634-1648, doi: 10.1785/0120050158.
- [53] Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos, d., Papazachos, C., and Karakaisis, G. (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI.
- [54] Perfettini, H., Avouac, J., Tavera, H., Kositsky A., Nocquet, J., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D., Soler, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature* 09062, vol 465, doi: 10.1038.

- [55] Quiróz, W. (2016). Interseismic velocity field in southern Peru: 4 years of GPS measures. Tesis de maestría. Universidad Grenoble Alpes. Francia.
- [56] Robinson, R., Benites, R., Ocola, L., Aleman, H. (2001). Stress transfer due to the June 23, 2001, Arequipa, Peru, Earthquake and previous large subduction events.
- [57] Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. Física de la Tierra. Núm. 6. 201-243. Editorial complutense, Madrid.
- [58] Salichon, J., Delouis, B., Lundgren, P., Giardini, D., Costantini, M., y Rosen, P. (2003). Joint inversion of broadband teleseismic and interferometric synthetic aperture radar (InSAR) data for the slip history of the $M_w = 7.7$, Nazca ridge (Peru) earthquake of 12 November 1996. Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. B2, 2085, doi:10.1029/2001JB000913
- [59] Santoyo, M., Mikumo, T., Mendoza, C. (2007). Possible lateral stress interactions in a sequence of large interplate thrust earthquake on the subducting Cocos and Rivera plates. Geofísica Internacional (2007), vol. 46, No. 4, pp. 211-226.
- [60] Shearer, P. (2009). Introduction to Seismology. Second edition. ISBN-13: 978-0-511-58010-9. Cambridge University Press. The Edinburgh Building, Cambridge CB2 8RU, UK.
- [61] Silgado, E. (1977). Datos Macrosísmicos de Terremotos Ocurridos en Territorio Peruano 1912-1974. Mapas de Isosistas y Apreciaciones. Centro Regional de Sismología para América del Sur, Lima, Perú.
- [62] Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Boletín No. 3. Serie C. Geodinámica e Ingeniería Geológica. Lima-Perú.
- [63] Sipkin, S. (1994). Rapid determination of global moment-tensor solutions. Geophysical Research Letters. Doi: 10.1029/94GL01429.
- [64] Sladen, A., Tavera, H., Simons, M., Avouac, P., Konca, O., Perfettini, H., Audin, L., Fielding, E., Ortega, F., and Cavagnoud, R. (2010). Source model of the 2007 M_w 8.0 Pisco, Peru earthquake: Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, B02405, doi: 10.1029/2009JB006429.
- [65] Soloviev, S., and Go, Ch. (1975). Catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean. Canadian Translation of Fisheries and Aquatic Sciences No. 5078.
- [66] Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E., Choy, G., y Norabuena, E. (1999). Seismic Subduction of the Nazca Ridge as Shown by the 1996–97 Peru Earthquakes. Pure appl. geophys. 154. 753–7760033–4553:99:040753–24
- [67] Stein, R. (1999). The Role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature Vol. 402, pp. 605-609.

- [68] Stein, S., Wyssession, M. (2003). An Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing Ltd. ISBN: 0-86542-078-5. 350 Main Street, Malden, MA 02148-5020, USA.
- [69] Swenson, J., y Beck, S. (1999). Source Characteristics of the 12 November 1996 Mw 7.7 Peru Subduction Zone Earthquake. *Pure appl. geophys.* 154. 731–7510033–4553/99/040731–21
- [70] Tavera, H. (1998). Mecanismo focal de terremotos en Perú y Sismotectónica. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- [71] Tavera, H., Bufo, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, N° 10, pp. 187-219. Madrid.
- [72] Tavera, H., Bufo, E. (2001). Source Mechanism of Earthquakes in Peru. *Journal of Seismology* 5:519-539.
- [73] Tavera, H., Bernal, I., and Salas, H. (2007). El sismo de Pisco del 15 de agosto, 2007 (7.9 Mw) Departamento de Ica-Perú. Informe Preliminar. Instituto Geofísico del Perú. Dirección de sismología.
- [74] Tavera, H., Bernal, I. (2008). The Pisco (Peru) earthquake of 15 August 2007. *Seismological Research Letters*. Volume 79, number 4.
- [75] Toda, S., Stein, R., Reasenber, P., Dieterich, J., Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, N°. B10, pp 24543-24565.
- [76] Toda, S., Stein, R., Sevilgen, V., and Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 Graphic-Rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. Software manual. Dirección URL: <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/of2011-1060.pdf>
- [77] Udías, A., Madariaga, R., y Bufo, E. (2014). Source Mechanisms of Earthquake. Cambridge University Press. ISBN: 978-1-107-04027-4. Cambridge CB2 8BS, United Kingdom.
- [78] USGS. Earthquake glosary, [en línea]. Earthquake Hazards Program. Dirección URL: <https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/>(Consulta : Mayo, 2017).
- [79] Utkucu, M., Durmus, H., Yalcin, H., Budakoglu, E., Isik, E. (2013). Coulomb static stress changes before and after the 23 October 2011 Van, eastern turkey, earthquake (Mw = 7.1): implications for the earthquake hazard mitigation. *Nat. hazards Earth Syst. Sci.*, 13, pp 1889-1902.
- [80] Vavrycuk, V. (2015). Earthquake Mechanism and stress field. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. Doi: 10.1007/978-3-642-36197-5-295-1.

- [81] Villegas-Lanza, J., Nocquet, J., Rolandone, F., Vallée, M., Tavera, H., Bondoux, F., Tran, T., Martin, X., and Chlieh, M. (2015). A mixed seismic-aseismic stress release episode in the Andean subduction zone. *Nature Geoscience. Letters*. Doi: 10.1038/NGE02620.
- [82] Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire, J., and Nocquet, J. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. AGU Publications. *Journal Of Geophysical Research: Solid Earth*. Doi: 10.1002/2016JB013080.
- [83] Wells, D., and Coppersmith, K. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological society of America*, Vol. 84, no. 4, pp. 974-1002.
- [84] Wipf, M., Zeilinger, G., Seward, D., and Schulunegger, F. (2005). Geomorphic effects in western Peru due to subduction of the Nazca Ridge. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 04873.
- [85] Wu, J., Cai, Y., Li, W., Feng, Q. (2017). Strong aftershock study based on Coulomb stress triggering-A case study on the 2016 Ecuador Mw 7.8 earthquake. *Applied Sciences*; doi: 10.3390/app 7010088.
- [86] Young, W., y Budynas, R. (2002). *Roark's Formulas for stress and strain*. Mc Graw-Hill. ISBN: 0-07-072542-x. Two Penn Plaza, New York, NY 10121-2298.